

MASTER EN RECURSOS GEOLÓGICOS E INGENIERÍA GEOLÓGICA



Universidad de Oviedo

ANÁLISIS DE LA FRACTURACIÓN EN UN ANTICLINAL DESARROLLADO
EN ROCAS JURÁSICAS EN LA PLAYA PEÑARRUBIA, GIJÓN (CUENCA
ASTURIANA, NO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA)



TRABAJO FIN DE MASTER

MARTA MAGÁN LOBO
JULIO 2017

Dña. MARTA MAGÁN LOBO, autora del Trabajo Fin de Máster titulado “ANÁLISIS DE LA FRACTURACIÓN EN UN ANTICLINAL DESARROLLADO EN ROCAS JURÁSICAS EN LA PLAYA PEÑARRUBIA, GIJÓN (CUENCA ASTURIANA, NO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA)”, confirma que es un trabajo original y solicita su presentación en el Máster Universitario Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo.

En Oviedo, a 12 de julio de 2017

Fdo. MARTA MAGÁN LOBO

El Dr. JOSEP POBLET ESPLUGAS, del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, confirma que ha tutelado el trabajo “ANÁLISIS DE LA FRACTURACIÓN EN UN ANTICLINAL DESARROLLADO EN ROCAS JURÁSICAS EN LA PLAYA PEÑARRUBIA, GIJÓN (CUENCA ASTURIANA, NO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA)”, realizado por Dña. MARTA MAGÁN LOBO, y autoriza su presentación y defensa como Trabajo Fin de Máster en el Máster Universitario en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo.

En Oviedo, a 12 de julio de 2017

Fdo. JOSEP POBLET ESPLUGAS

Resumen

Se ha llevado a cabo un estudio de campo para caracterizar la fracturación en un anticlinal desarrollado en una alternancia de calizas y margas jurásicas en la Playa de Peñarrubia (Gijón, Asturias). Estos afloramientos forman parte de la Cuenca Asturiana, una cuenca extensional permio-mesozoica que sufrió inversión tectónica parcial durante el Cenozoico. El anticlinal estudiado tiene dirección NE-SW y está relacionado con un pliegue de *rollover*, asociado a una falla normal. Este anticlinal está deformado por un gran sinclinal de dirección NW-SE.

Se han descrito cuatro familias de fracturas: NE-SW dextrógiras, NNW-SSE, E-W levógiras y NW-SE. Las NE-SW son anteriores al pliegue anticlinal, las E-W y NW-SE son posteriores y las NNW-SSE son sincrónicas y se encuentran desarrolladas únicamente en la zona de charnela. Las fracturas están mejor desarrolladas en los estratos de caliza y muchas de ellas están confinadas al estrato no propagándose a las margas, cuando lo hacen el ángulo entre la fractura y la estratificación es menor. La red de fracturas tiene alta conectividad en las calizas, si bien hay que tener en cuenta la conexión vertical de las fracturas.

Además, se han reconocido fallas normales, inversas y desgarre. Las relaciones entre la distintas estructuras sugiere que las primeras estructuras que se formaron fueron la familia de fracturas dextrógiras NE-SW cuando las capas eran todavía horizontales. En un evento extensional cuya edad se atribuye al Mesozoico tuvo lugar el desarrollo de fallas normales y el pliegue NE-SW estudiado. Se han detectado dos eventos cuya edad es posiblemente cenozoica: uno más antiguo puramente compresivo con la formación del sinclinal NW-SE y reactivación de fallas como inversas y otro posterior donde domina la actividad de fallas de desgarre de nueva generación y reactivadas.

Abstract

A structural analysis based on field data has been conducted in an anticline developed in Jurassic limestone-marl alternations on Peñarrubia beach outcrops (Gijón, Asturias). These outcrops belong to the Asturian Basin, a Permian-Mesozoic extensional basin that was partially inverted during the Cenozoic. The studied anticline, striking NE-SW, is related to a rollover fold linked to a normal fault which is deformed by a large NW-SE striking syncline.

Four sets of fractures have been described: right-lateral NE-SW, NNE-SSW, left-lateral E-W and NW-SE. The NE-SW set predates the anticline, the E-W and NW-SE sets postdate folding and the NNW-SSE set is syn-folding developed solely within the hinge zone. Fractures are best developed in limestone beds and frequently are stratabound, when fracture is propagated through marls usually the angle between the fracture and bedding is smaller than in limestone beds. Fracture network has high connectivity in limestone beds, although vertical linkage of fractures has to be taken into account.

Additionally, normal, reverse and strike-slip faults have been also recognized. Relationships between structures suggest that the right-lateral NE-SW fractures were the oldest set of structures and developed when layers were still horizontal. During an extensional event, possibly of Mesozoic age, normal faulting and the studied NE-SW anticline developed. Two stages have been identified whose age may be Cenozoic: an old, purely contractional event including fault reactivation and NW-SE synclinal folding, and a younger stage characterized by new generation and reactivated strike-slip faulting.

Agradecimientos

A Josep Poblet y Mayte Bulnes por lo mucho que he aprendido durante estos meses, por los consejos, las ideas, las correcciones y la paciencia y respeto por mis “primicias”.

A Joan Flinch (Repsol) por el seguimiento del trabajo y a Sergio Sarmiento (Repsol) por sus comentarios.

A todas las personas que de alguna manera me han motivado a estudiar geología.

Agradecer la financiación al contrato CN-16-016: “Convenio específico para la realización de un trabajo de fin de máster en la disciplina de Geología, en el marco del Máster Universitario en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica” suscrito al amparo del convenio marco entre Repsol Exploración S.A. y la Universidad de Oviedo, y el apoyo económico del proyecto CGL2015-66997-R: “Aplicación del análisis del plegamiento a la investigación de recursos geológicos” (AAPLIREGE) financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad y el Fondo Europeo para el Desarrollo Regional (FEDER).

Índice de contenido

1. Introducción.....	1
2. Marco teórico.....	2
3. Contexto geológico.....	6
4. Metodología.....	11
5. Estratigrafía.....	13
6. Estructura.....	15
6.1 Pliegues.....	17
6.1.1 Anticlinal NE-SW.....	17
6.1.2 Sinclinal NW-SE.....	19
6.2 Análisis de la fracturación.....	20
6.2.1 Fallas normales.....	20
6.2.2 Fallas inversas.....	21
6.2.3 Fallas de desgarre.....	22
6.2.4 Fracturas menores.....	28
6.3 Cronología de las estructuras.....	38
7. Implicaciones sobre hidrocarburos.....	42
8. Conclusiones.....	44
9. Referencias bibliográficas.....	46
Anexos.....	50

1. Introducción

La fracturación natural en rocas tiene una gran influencia en el flujo de fluidos en la corteza. Las fracturas puede generar porosidad o actuar como canales o barreras en la transferencia de fluidos. Su distribución espacial, sus características estructurales y sus relaciones espacio-temporales con otras estructuras mayores tiene importantes implicaciones en la industria de los hidrocarburos. Por ejemplo, existen reservorios donde la acumulación se produce en la porosidad generada por las fracturas (Aguilera, 1995), además pueden condicionar la migración de los hidrocarburos, e incluso controlar el comportamiento favorable, o no, de un reservorio durante su etapa de producción.

Las características y la distribución espacial y temporal de las fracturas están controladas por varios factores, por un lado, la historia geológica de la cuenca sedimentaria (enterramiento, exhumación y esfuerzos), y además por la evolución mecánica de la roca, que depende de las facies sedimentarias, la diagénesis y las condiciones ambientales (presión, temperatura y fluidos).

En general, la escala de las fracturas es menor que la resolución sísmica, y los sondeos proporcionan información detallada pero muy local. El estudio de afloramientos como análogos complementa los datos obtenidos mediante otros métodos ya que ofrece la posibilidad de obtener información continua y en ocasiones en 3D si los afloramientos tienen cierta calidad, como es el caso de la zona estudiada en este trabajo.

El objetivo de este trabajo es caracterizar la fracturación en alternancias de calizas y margas plegadas y falladas, teniendo en cuenta la estratigrafía mecánica, y establecer las relaciones temporales entre ellas y en relación con las estructuras principales. El trabajo se ha llevado a cabo en los afloramientos de la Fm. Rodiles en la playa de Peñarrubia (Gijón). La Fm. Rodiles es una secuencia sedimentaria de calizas y margas del Jurásico de la Cuenca Asturiana, roca madre de hidrocarburos, afectada por pliegues y fallas producto de una evolución tectónica compleja, con eventos extensionales, compresivos y de desgarre. Los afloramientos de la playa de Peñarrubia, de muy buena calidad, tienen la ventaja de que se pueden realizar observaciones tanto en el acantilado como en la playa, lo que permite visualizar las estructuras tanto mapa como en corte.

2. Marco teórico

Una fractura es una discontinuidad macroscópica planar o subplanar (Fig. 2.1) en la que el desplazamiento es pequeño en comparación con su longitud (Pollard & Aydin, 1988). Se pueden clasificar en fracturas extensionales y fracturas de cizalla (Fig. 2.2)

Las fracturas extensionales se caracterizan porque el desplazamiento es perpendicular al plano de fractura, y están relacionadas con el modo de propagación de apertura (modo I) (Fig. 2.1). Si la fractura presenta un desplazamiento considerable a escala macroscópica se denomina fisura (*fissure*), si no es así se denominan diaclasas (*joints*). Pueden estar rellenas de gas o fluidos, y también estar mineralizadas, en ese caso, se denominan venas. Se producen perpendicularmente al máximo esfuerzo de tracción o en condiciones compresivas paralelas al máximo esfuerzo compresivo, si bien también se pueden formar en condiciones de alta presión de fluidos (fracturación hidráulica).

En las fracturas de cizalla (*shear fractures*) el desplazamiento se produce paralelamente al plano de fractura y están relacionadas con los modos de propagación II cuando la cizalla es paralela a la propagación de la fractura, y III cuando es perpendicular. (Fig. 2.1). El término se usa para fracturas con pequeños desplazamientos (escala milimétrica a decimétrica), mientras el término falla está reservado para discontinuidades con desplazamientos mayores (Fossen, 2016).

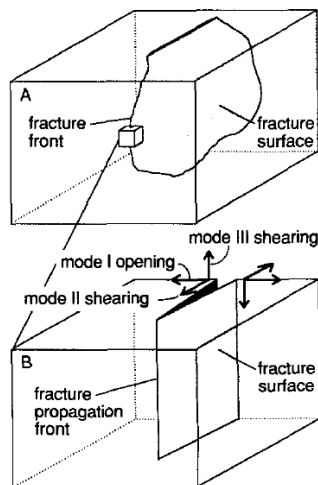


Figura 2.1 A) Esquema idealizado y B) detalle (Pollard & Aydin, 1988).

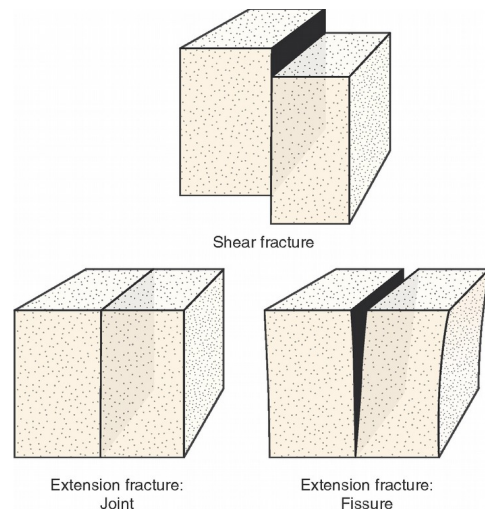


Figura 2.2 Tipos de fracturas (Fossen, 2016).

Hay estudios (p.e. Segall & Pollard, 1983; Peacock, 2001; Wilkins *et al.*, 2001; Bergbauer & Pollard, 2004) que demuestran la reactivación de diaclasas con movimientos de cizalla, por lo que en ocasiones es difícil diferenciar diaclasas cizalladas, que implican dos

fases de deformación, de fracturas formadas por cizalla (modo II y III) con pequeños desplazamientos.

Existen también fracturas híbridas (Ramsey & Chester, 2004), en las cuales la dirección del movimiento de apertura es oblicua al plano de fractura, y que por tanto podrían formarse sin necesidad de un cambio en el campo de esfuerzos, como por ejemplo venas con fibras minerales con un cierto ángulo respecto al plano de fractura (p.e. Engelder, 1987; Belayneh & Cosgrove, 2010). En ausencia de información o marcadores sobre el origen o el modo de propagación de la estructura varios autores (Pollard & Aydin, 1988; Peacock *et al.*, 2016) recomiendan usar el término fractura.

Las fracturas contraccionales o fracturas de cierre (*anticracks*) son aquellas que se desarrollan por disolución por presión en algunas rocas y se rellenan con el residuo insoluble de la propia roca. Los estilolitos son estructuras de este tipo caracterizadas por tener superficies muy irregulares.

La distribución de las fracturas se puede definir a partir de parámetros geométricos como orientación, espaciado y densidad, apertura, altura, longitud, terminaciones, etc. Puede haber fracturas sistemáticas caracterizadas por tener trazas planares, paralelas entre sí y con un espaciado regular; y no sistemáticas, que suelen ser cortas, curvas y con espaciado irregular (Fig. 2.3).

En sucesiones sedimentarias bien estratificadas, es frecuente encontrar capas con diferentes propiedades mecánicas que tienen un comportamiento distinto frente a la fracturación, el cual depende del módulo de Young (E). En las capas rígidas o competentes las fracturas presentarán menor espaciado y mayor densidad que en las rocas incompetentes (Fossen, 2016). Por otro lado, para la misma litología, hay estudios que muestran un incremento del espaciado con el espesor (e.g. Bogdanov, 1947; Narr & Suppe, 1991; Gross *et al.*, 1995), aunque según Ladeira & Price (1981), esta relación solo se cumple en capas con poco espesor y ambos parámetros son independientes cuando aumenta el espesor.

Los planos de estratificación proporcionan una anisotropía mecánica que influye también en la distribución de las fracturas (Larsen *et al.*, 2010). Generalmente se desarrollan ortogonales a la estratificación (Pollard & Aydin, 1988) y se pueden clasificar como

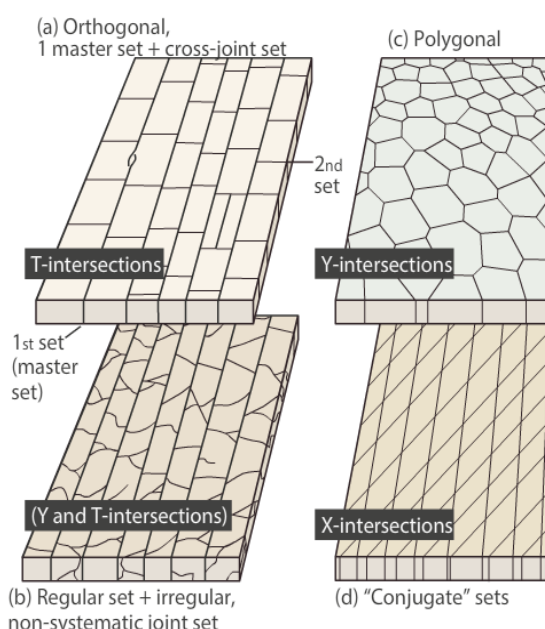


Figura 2.3 Ejemplos de tipos de patrones de fracturas e intersecciones (Fossen, 2016).

confinadas al estrato (*stratabound*) cuando están limitadas por superficies de estratificación, o no confinadas al estrato (*non-stratabound* o *throughgoing fractures*) cuando la estratificación no influye en el desarrollo de la fractura (Odling *et al.*, 1999). En sucesiones de carbonatos bien estratificados las fracturas que atraviesan los estratos se pueden formar por conexión y coalescencia de fracturas previas confinadas al estrato (Gross & Eyal, 2007; Casini *et al.*, 2011), por lo que suelen presentar una morfología muy segmentada.

Otro aspecto importante es como las fracturas interaccionan entre ellas y como lo hacen con otras familias formando redes, donde pueden darse diferentes relaciones geométricas y cinemáticas (Fig. 2.4). Estas relaciones son importantes a la hora de establecer el estado de esfuerzos o la cronología de las fracturas y tienen un papel fundamental en el flujo de fluidos. Sanderson & Nixon (2015) utilizan elementos de topología: líneas, nodos (*nodes*) y ramas (*branches*) en 2-D como herramienta para estimar la conectividad en redes de fractura (Fig. 2.5).

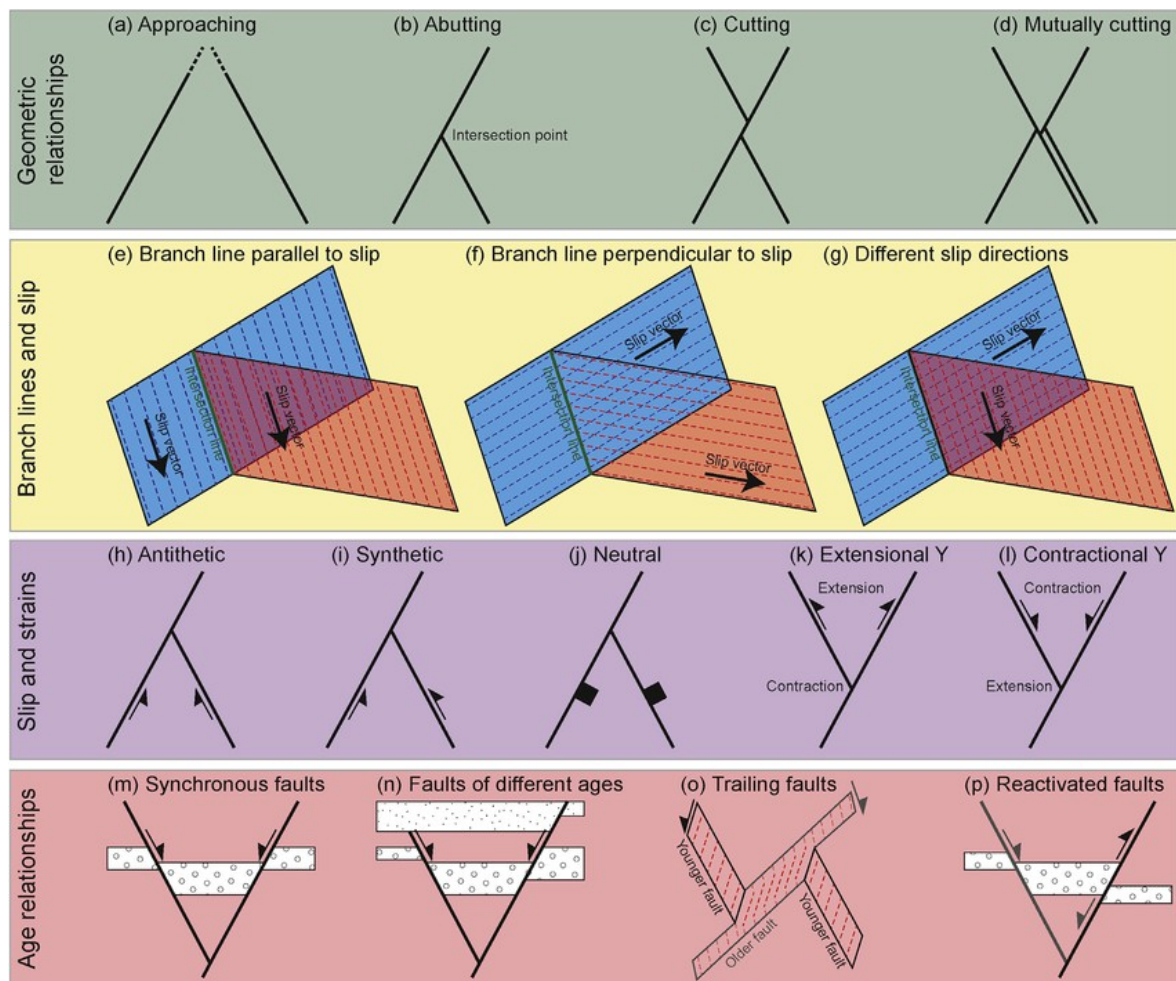


Figura 2.4 Clasificación de interacciones entre fracturas (Peacock *et al.*, 2017). **a) – d)** Relaciones geométricas. **e) - g)** Relaciones entre la línea de intersección y la dirección de desplazamiento. **h) – l)** Desplazamiento y deformación en la zona de intersección. **m) – p)** Edad relativa.

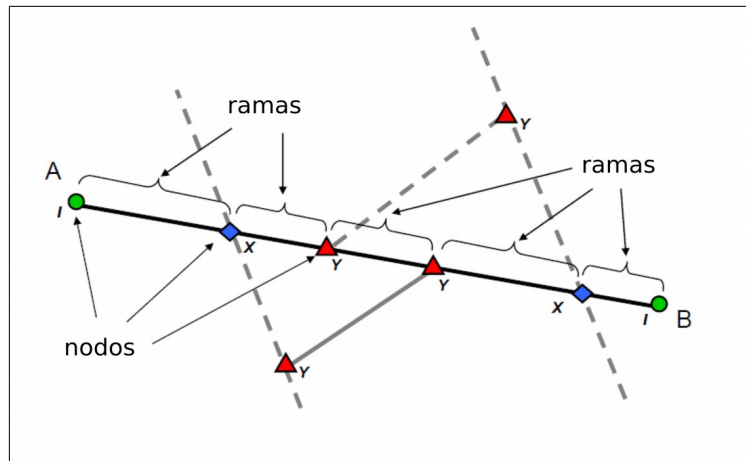


Figura 2.5 Ejemplo de interacción entre fracturas (modificado de Sanderson & Nixon, 2015). Los nodos pueden ser: I cuando corresponden a la terminación de una fractura (círculos verdes), Y a la intersección de dos fracturas de forma que una de ellas no se extiende más allá del nodo (triángulos rojos) o en X cuando dos fracturas intersectan (rombos azules). Las líneas son las trazas de las fracturas, y las ramas los segmentos de estas entre dos nodos.

El desarrollo de las fracturas se puede producir a escala regional durante el enterramiento, en respuesta a esfuerzos tectónicos o durante la exhumación (Fig. 2.6). En general, las fracturas desarrolladas en zonas más profundas de la corteza se forman en condiciones de alta presión de fluidos, produciéndose fracturación hidráulica (Engelder, 1987). En condiciones menos profundas se forman debido a la contracción termal relacionada con la exhumación y la disminución del esfuerzo vertical. La orientación a escala regional está controlada por estructuras preexistentes, los esfuerzos tectónicos durante su formación o bien estrés residual (Fossen, 2016). De manera local se puede producir relacionada con otras estructuras como pliegues y fallas. Existen diversos modelos para predecir la fracturación asociada al plegamiento desarrollados hace algunas décadas (Price, 1966; Stearns, 1968; Hancock, 1985), además hay numerosos estudios de ejemplos de campo sobre la relación entre estos dos procesos, especialmente en pliegues relacionados con fallas en contextos compresivos (Bergbauer & Pollard, 2004; Hanks et al., 2004; Florez-Niño *et al.*, 2005; Tavani

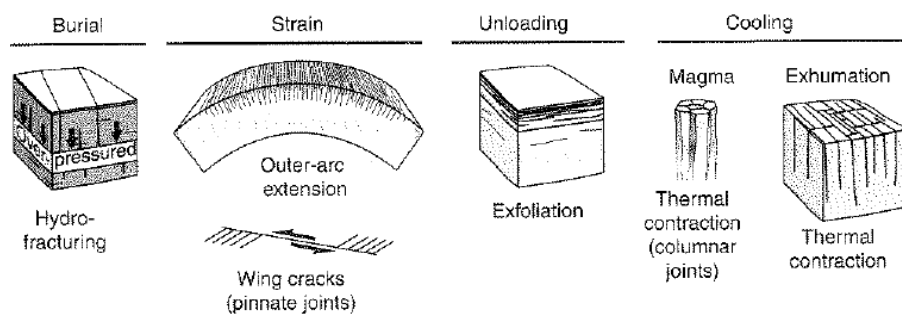


Figura 2.6 Resumen de diferentes procesos que desarrollan fracturación en la corteza terrestre (Fossen, 2016).

et al., 2006; Casini *et al.*, 2011).

3. Contexto geológico

La zona de trabajo está situada en la playa de Peñarrubia, en el concejo de Gijón (Asturias). Se localiza entre las coordenadas UTM correspondientes a la cuadrícula 30T: (287447, 4825890) al NO y (288347, 4825182) al SE. Es una playa de aproximadamente 1 km de longitud orientada hacia el NO, predominantemente rocosa y con acantilados de unos 20 o 25 metros de altura (Fig. 3.1). El acceso es conveniente hacerlo durante la bajamar, ya que de otra forma la mayor parte está inundada.



Figura 3.1 Fotografía aérea de la playa de Peñarrubia. Se señalan los puntos de acceso a la playa. En rojo la situación de los afloramientos estudiados.

Los afloramientos jurásicos estudiados forman parte de la subcuenca de Gijón-Villaviciosa (Ramírez del Pozo, 1969) perteneciente a la Cuenca Asturiana (Fig. 3.2), una cuenca extensional formada por rocas sedimentarias de edad permo-mesozoica, discordantes sobre el basamento Paleozoico, parcialmente invertida durante el ciclo alpino. El basamento Paleozoico pertenece a la Zona Cantábrica, que constituye la zona más externa del orógeno Varisco del noroeste peninsular (Lotze, 1945). Las estructuras principales que afectan a estas rocas del basamento son pliegues y cabalgamientos de orientación NE-SW.

El desarrollo de la Cuenca Asturiana comenzó durante el rift permo-triásico formando fallas normales de orientaciones NW-SE, NE-SW y E-W, en algunos casos producto de la

reactivación de estructuras variscas previas (Lepvrier & Martínez-García, 1990). La sedimentación durante esta época fue fundamentalmente siliciclástica, con algunos depósitos volcanoclásticos y niveles carbonatados, con frecuentes discordancias, cambios laterales de facies y de espesor muy variable (Suárez Rodríguez, 1988). La subsidencia térmica posterior al rift propició la sedimentación durante el Jurásico Inferior en un ambiente marino de plataforma carbonatada (Valenzuela *et al.*, 1986).

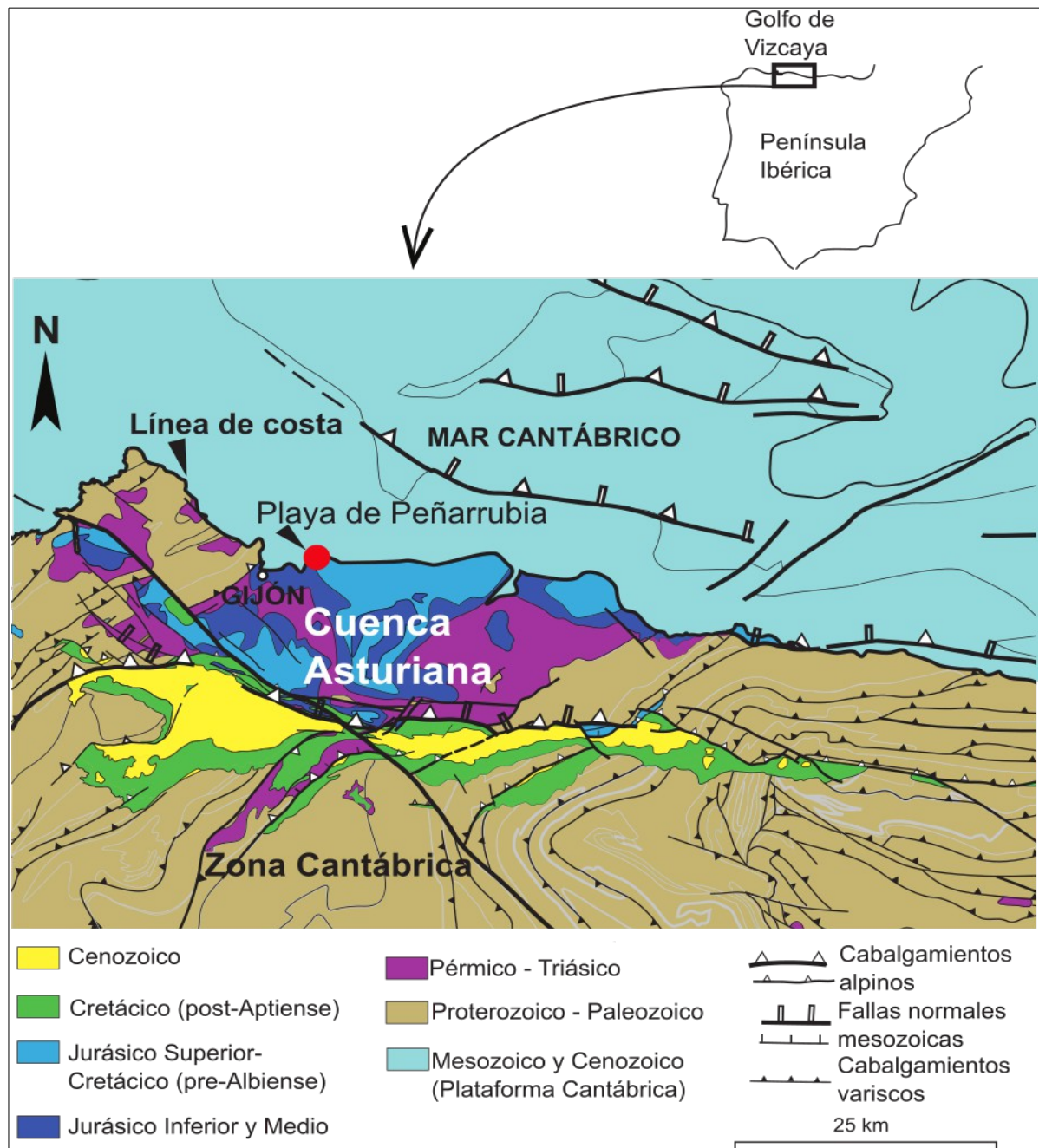
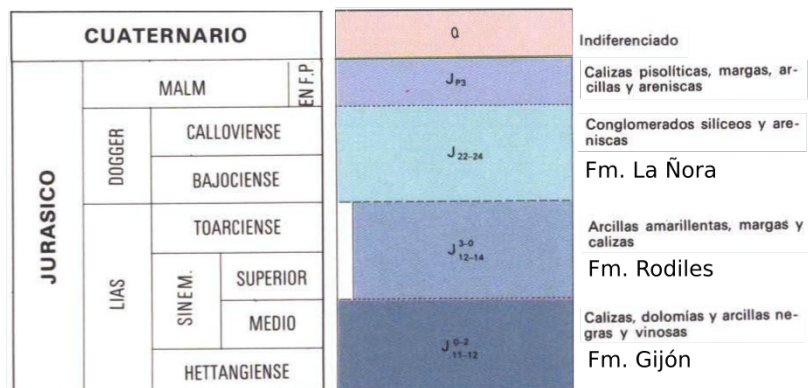


Figura 3.2 Mapa geológico regional de la cuenca asturiana (modificado de Alonso *et al.*, 2009).

A finales del Jurásico Inferior comienza una etapa extensional que se extiende hasta comienzos del Superior, reactivando fallas de orientaciones NW-SE, seguidas de NE-SW, y por último las E-W (Uzkeda *et al.*, 2016), y sería consecuencia del abombamiento térmico previo al rift que desembocó en la apertura del Golfo de Vizcaya (Pujalte *et al.*, 2004; Uzkeda *et al.*, 2016) desde finales del Jurásico hasta parte del Cretácico. Este levantamiento da lugar a la erosión de las sucesiones marinas calcáreas del Jurásico Inferior y se pasa a un ambiente continental (Valenzuela *et al.*, 1986) a pesar de ser una época transgresiva a escala global. A partir del Aptiense se produjo otro episodio subsidente con expansión de las cuencas marinas que se extendió hasta el comienzo de la inversión tectónica (Alonso *et al.* 2009).

Por último durante el Cenozoico se produce la colisión de la placa Ibérica y la placa Euroasiática causando la emersión parcial de la cuenca y reactivación selectiva de estructuras previas. (Lepvrier & Martínez-García, 1990; Pulgar *et al.*, 1999; Uzkeda *et al.*, 2016).

La estructura de la zona estudiada consiste en una serie de pliegues laxos de orientación NE-SW cortados por fallas, principalmente de desgarre, con orientaciones NE-SW, NW-SE y E-W (Odriozola, 2016), y afectados por un sinclinal de escala kilométrica de orientación NW-SE (Julivert & Truyols, 1973) (Fig. 3.3 y 3.4).



0 1 km 2 km

Leyenda

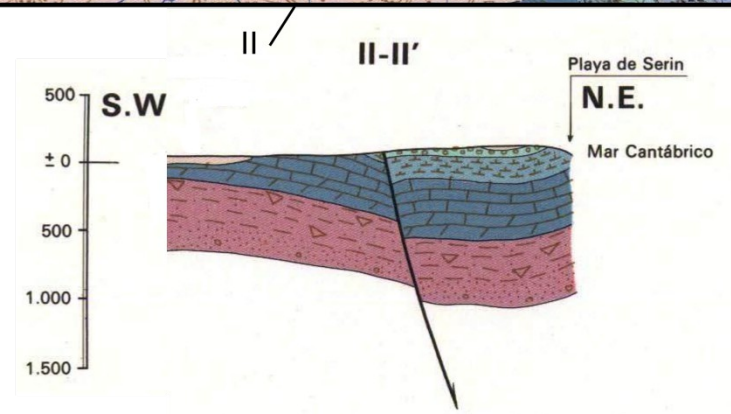
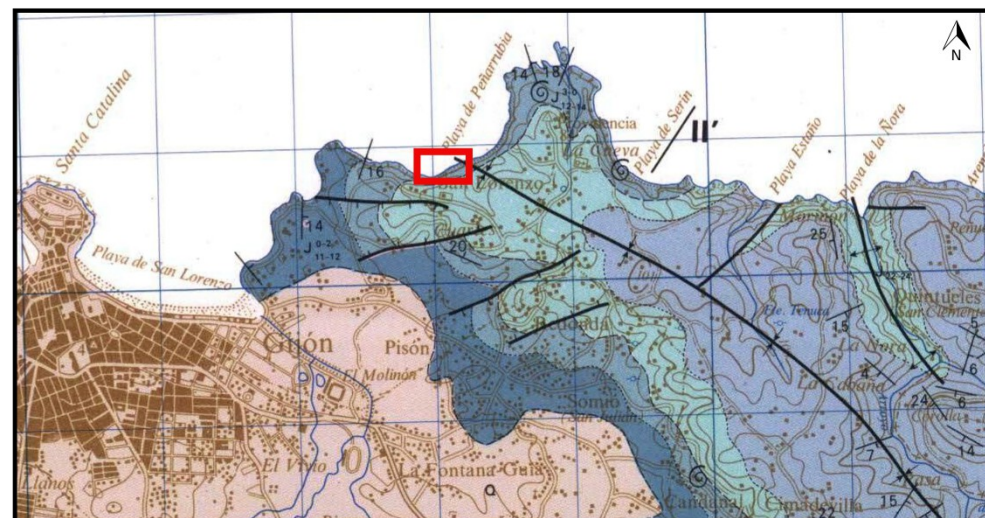
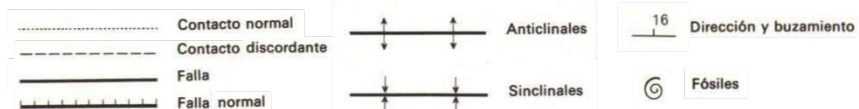


Figura 3.3 Mapa geológico y corte (modificado de Julivert & Truyols 1973) señalado en recuadro rojo el mapa de detalle de la figura 3.4.

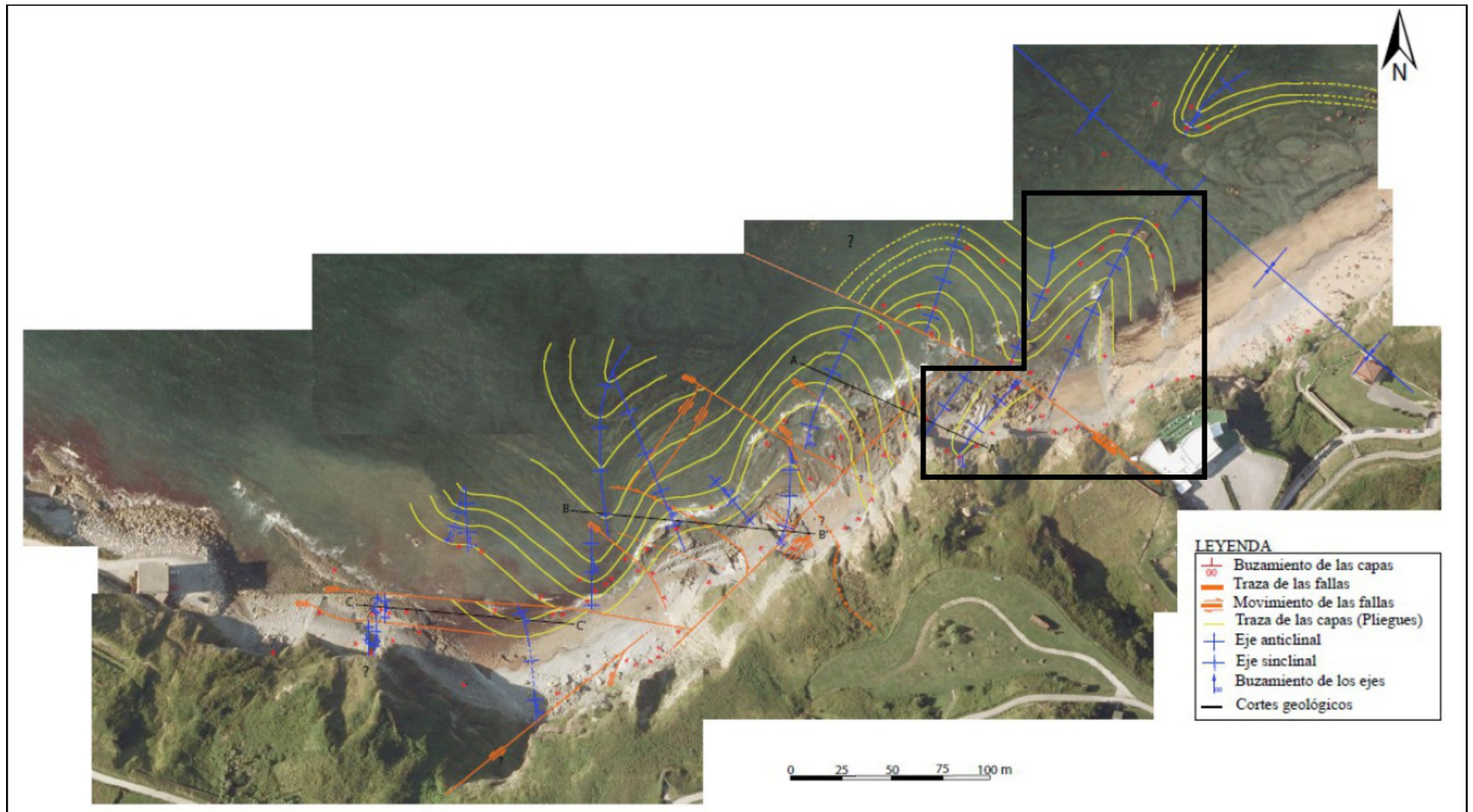


Figura 3.4 Mapa de detalle (Odriozola, 2016) en el que se señala con un recuadro negro la zona de estudio de este trabajo.

4. Metodología

Se ha realizado una cartografía geológica de la zona de estudio combinando la interpretación fotogeológica y la cartografía de campo tradicional basada en la toma de datos de orientación de capas y elementos estructurales. Es importante mencionar que los mapas topográficos y las ortofotos disponibles en los centros de descarga *online* no ofrecían suficiente resolución para realizar interpretación a la escala requerida, por lo que se optó por utilizar imágenes tomadas de Google Earth.

Para el análisis de la fracturación se tomaron medidas de orientaciones de planos de fractura en diferentes posiciones del pliegue principal (flancos y charnela), de esta forma se obtuvo una primera aproximación de la distribución de las familias. Posteriormente, se seleccionaron dos ubicaciones para realizar muestreos de tipo *scan lines* (Fig. 4.1) donde se recogieron datos de orientación, apertura, tipo de relleno, longitud y sentido de movimiento de las fracturas en las superficies de estratificación de capas de caliza. Además, a partir de fotografías de calidad tomadas en varias zonas se ha realizado el cálculo de espaciado de diferentes familias de fracturas en estratos de diferente espesor, litología y posición estructural.

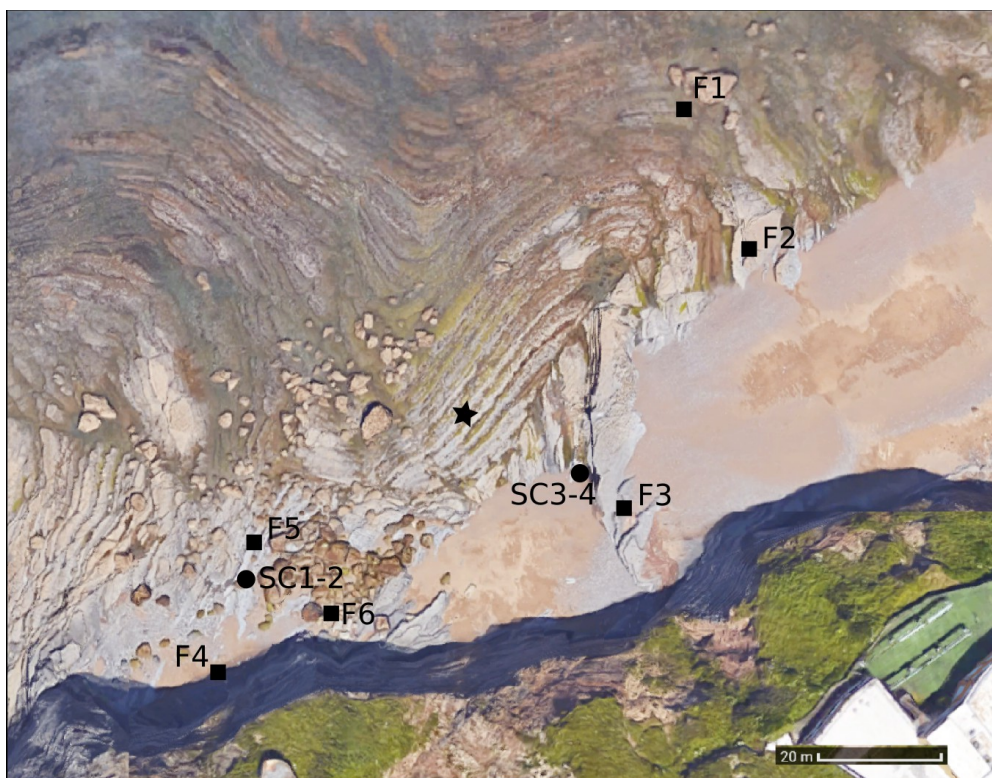


Figura 4.1 Posiciones de las scan-lines (círculo), de las fotografías utilizadas para el espaciado y recuento de nodos (cuadrado) y de los puntos de medida de orientaciones (estrella) en la zona de estudio. Fotografías en Anexos o referenciadas en las figuras correspondientes a lo largo del texto.

El grado de conectividad de las redes de fractura se ha estimado utilizando parámetros de topología definidos en Sanderson & Nixon (2015). Los resultados del recuento de los nodos I, Y y X (Fig. 2.5) se han proyectado en diagramas ternarios y se han calculado los siguientes parámetros:

- N_L : número de líneas. Se tienen en cuenta únicamente los nodos I e Y que son los límites de las líneas.

$$N_L = \frac{1}{2} (N_I + N_Y) \quad (1)$$

- N_B : número de ramas.

$$N_B = \frac{1}{2} (N_I + 3N_Y + 3N_X) \quad (2)$$

- N_B/N_L : proporción de ramas frente a líneas. Los sistemas de fracturas aisladas estarán dominados por nodos I y valores de $N_B/N_L \rightarrow 1$ mientras que sistemas con relaciones de corte dominados por nodos X tendrán valores de $N_B/N_L \rightarrow \infty$. En redes de fractura naturales los valores se sitúan entre 2 (típico de redes poco conectadas) y 10.
- C_L : número de conexiones por línea. Este parámetro se ha utilizado ampliamente como medida de conectividad.

$$C_L = 2(N_Y + N_X)/N_L \quad (3)$$

- C_B : valor medio de conexiones por rama. Este parámetro proporciona un valor de conectividad entre 0 y 2. Los autores recomiendan utilizar este parámetro en lugar del C_L ya que proporciona una medida de conectividad que es casi independiente de la topología.

$$C_B = (3N_Y + 4N_X)/N_B \quad (4)$$

Las figuras y los cálculos presentados con proyección estereográfica se han realizado utilizando el software gratuito Stereonet 8 (Allmendinger *et al.*, 2012).

5. Estratigrafía

Las rocas jurásicas que afloran en la Playa de Peñarrubia pertenecen a la Fm. Rodiles (miembros Buerres y Santa Mera) y a la Fm. La Ñora (Fig. 5.1). La mayor parte de los acantilados, y en concreto la zona estudiada en este trabajo, pertenecen al miembro Santa Mera.

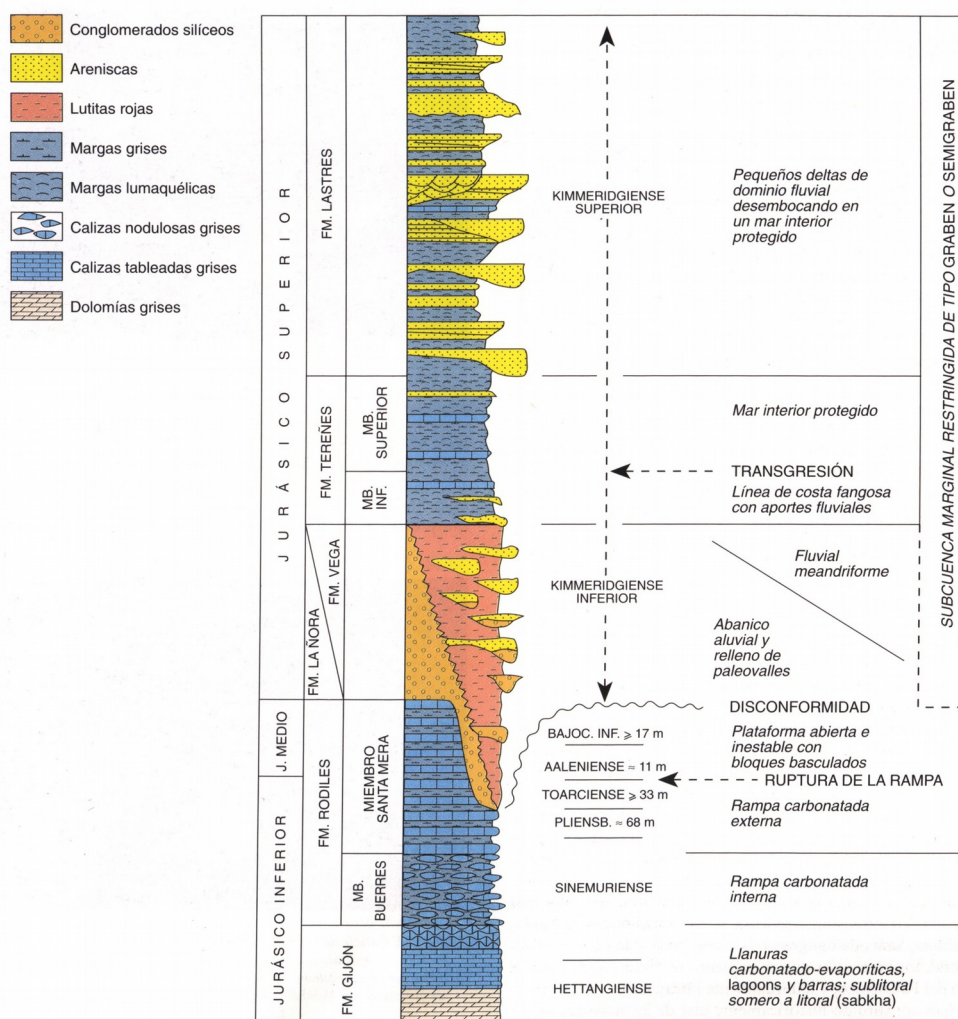


Figura 5.1 Columna estratigráfica general del Jurásico de Asturias (García-Ramos & Gutiérrez Claverol, 1995 basada en Valenzuela et al., 1986).

Al oeste de la playa aflora el miembro Buerres, de edad Sinemuriense (Suárez Vega, 1974), que consiste en una alternancia de calizas nodulosas grises y margas, de unos 70 m de espesor, con bancos potentes de calizas masivas en la base (Suárez Ruiz & González Prado, 1990).

El miembro Santa Mera, de edad Pliensbachiano a Bajociense (Suárez Vega, 1974), está formado por una alternancia de calizas y margas grises. El espesor varía entre 70 y 130 m

(Valenzuela *et al.*, 1986). En la zona de estudio, las capas de caliza tienen espesores entre 5 y 40 cm, y las margosas de hasta unos 20 cm. Hacia el techo de la sucesión, disminuye el espesor de las capas de caliza y aumenta la proporción de margas (Fig. 5.2). Hay algunas capas ricas en fauna donde se han reconocido braquiópodos y ammonites, pero también hay lamelibranquios y belemnites (Suárez Ruiz & González Prado, 1990). La sedimentación tuvo lugar en un ambiente de rampa carbonatada, por debajo del nivel de base del oleaje en la base y en un ambiente más oxigenado en la parte superior (Valenzuela *et al.*, 1986). La serie es bastante monótona por lo que resulta complicado correlacionar las capas, especialmente en planta.



Figura 5.2 Fotografía del aspecto de la serie estratigráfica del miembro Santa Mera de la Fm. Rodiles en el acantilado.

Por último, en la parte alta del acantilado se encuentra discordante sobre el miembro Santa Mera, la Fm. La Ñora, compuesta por conglomerados silíceos con algunos niveles de arenisca. Hacia E y el NE esta formación cambia lateralmente a una alternancia de areniscas y lutitas con algunos niveles de conglomerados (Fm. Vega) (Valenzuela *et al.*, 1986).

6. Estructura

En este capítulo se presenta el análisis de los datos tomados en campo y a partir de fotografías. Primero se hará una descripción general de la estructura, para a continuación describir las diferentes estructuras en detalle. En el apartado sobre fracturación se describen las estructuras principales clasificándolas por tipos de fallas, y a continuación la fracturación menor en otro apartado. Por último, se realiza un resumen de la cronología de todas las estructuras aunque se irán introduciendo las relaciones entre ellas a lo largo del desarrollo de los distintos apartados y subapartados.

La estructura general de la zona (Fig. 6.1) consiste en un anticlinal de dirección NW-SE cortado por una falla con orientación WNW-ESE que lo desplaza unos 20 metros en sentido dextrógiro. Además, está afectado por fallas de desgarre principalmente de rumbo NE-SW, y E-W en menor medida. Las fracturas menores (venas y diaclasas) son muy abundante, especialmente las venas rellenas de calcita, sobre todo en las capas de caliza. Además, como se ha mencionado en el contexto geológico, el pliegue está afectado por un gran sinclinal de dirección NW-SE que pliega ligeramente el anticlinal y es el responsable de la inmersión hacia el NE de esta estructura en la zona trabajada.

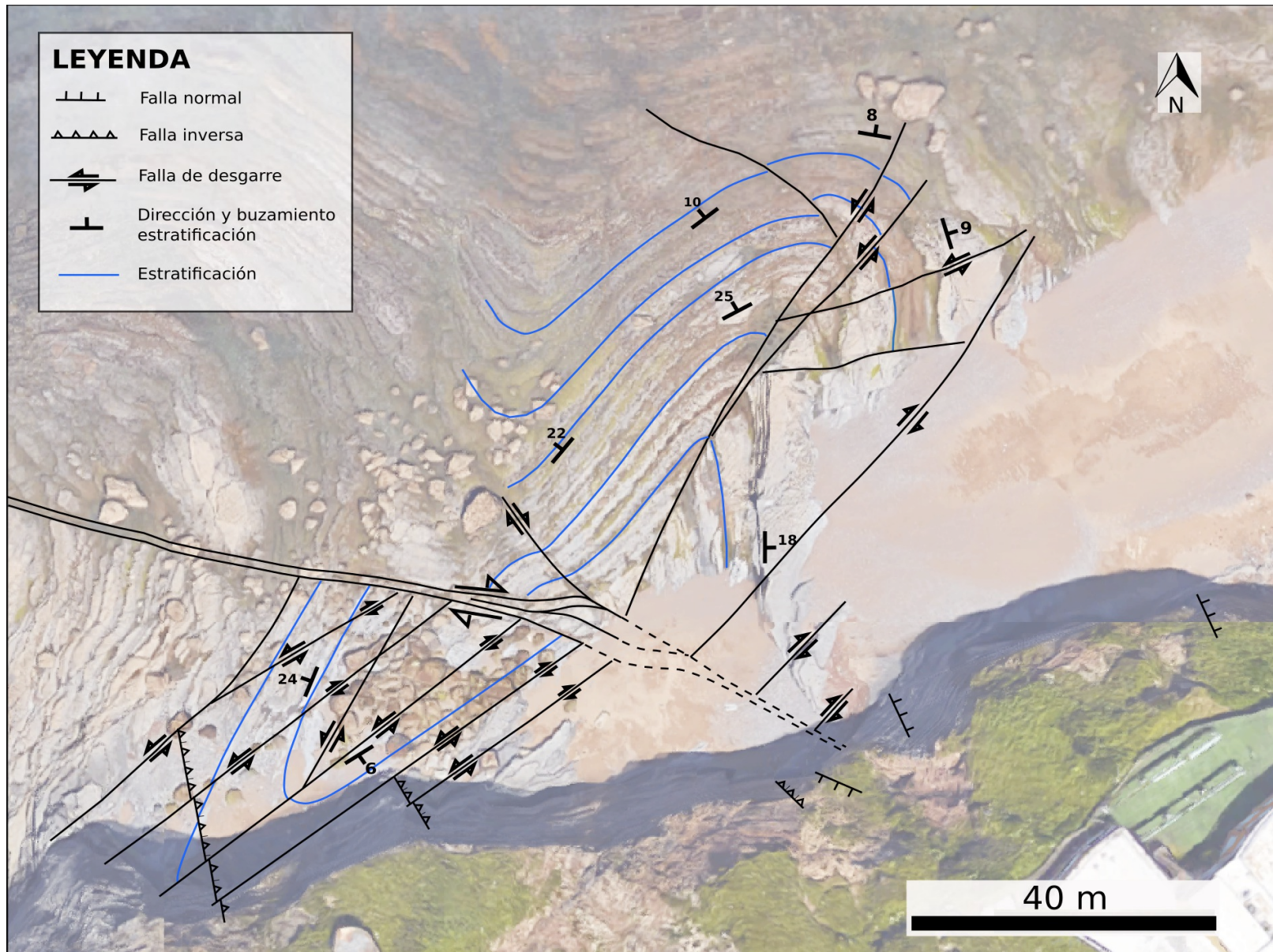


Figura 6.1 Cartografía geológica de la zona de estudio (Fotografía Google Earth, 2016).

6.1 Pliegues

6.1.1 Anticlinal NE-SW

El pliegue estudiado tiene una longitud de unos 200 m en la zona estudiada, si bien su trazado debe ser mucho más largo hacia el NE, fuera de la zona, como se verá más adelante; tiene una anchura de alrededor de 50 m y es aproximadamente simétrico (Odriozola, 2016). Las capas mantienen el espesor, por lo que se trata de un pliegue paralelo. Las medidas y los cálculos utilizados para describirlo se han realizado en ambos bloques de la falla WNW-ESE que corta el anticlinal y se presentan por separado.

Al N de la falla (Fig. 6.2A), se trata de un pliegue laxo, con ángulo entre flancos de 157° de media. El plano axial, calculado mediante el análisis de Bingham, tiene un rumbo de N23E y un buzamiento sub-vertical de 83° hacia el SE. El eje posee una inmersión de 7° hacia la dirección 23° . Se clasifica como un pliegue sub-horizontal y derecho según Fleuty (1964), aunque el plano axial tiene una ligera vergencia hacia el NW.

Al S de la falla (Fig. 6.2B), el pliegue también es laxo con un ángulo entre flancos de 160° de media. El plano axial tiene una dirección de N25E y un buzamiento vertical. El eje es horizontal. Según Fleuty (1964) también se trata un pliegue horizontal y derecho.

Además, se han encontrado estrías de deslizamiento de capa sobre capa en algunos estratos de margas en el bloque S de la falla principal WNW-ESE. Las estrías tienen una dirección NE (Fig. 6.2 B). La orientación de estas estrías no coincide con la esperada para explicar la formación del pliegue anticlinal NE-SW estudiado, sin embargo sí son coherentes con la formación del gran sinclinal de dirección NW-SE que describe en el apartado 6.1.2.

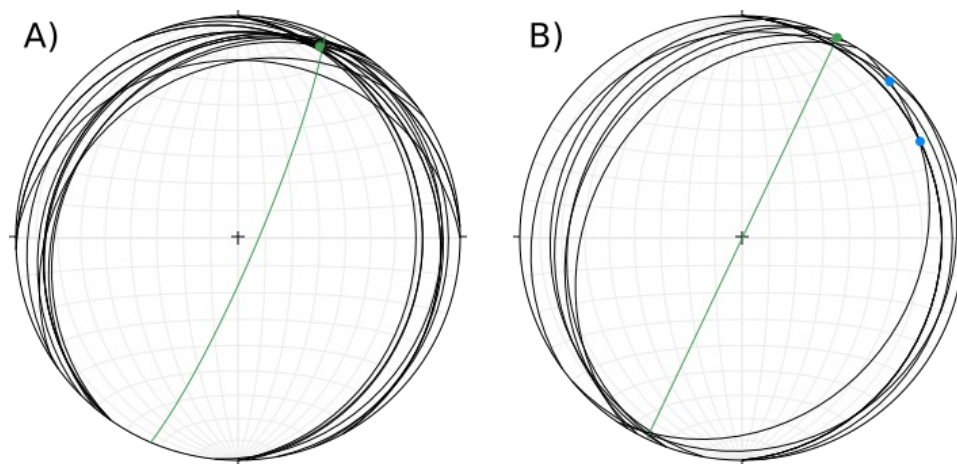


Figura 6.2 Proyección estereográfica de las orientaciones de los estratos medidos en campo (negro) y el plano axial y eje del pliegue calculado con análisis de Bingham (verde). Estrías deslizamiento capa sobre capa en azul. **A)** Norte de la falla. **B)** Sur de la falla.

A partir de los datos de campo recogidos en la zona, no se reconoció ninguna estructura para explicar la formación del anticlinal estudiado, por ello se realizó un pequeño estudio en el NE de la playa. En esta zona se reconoce una falla con salto normal de orientación aproximada N30E (Fig. 6.3) y un buzamiento hacia al SE. En el bloque superior presenta un anticlinal suave de grandes dimensiones, que se ha interpretado como un pliegue de *rollover* relacionado con la falla (Fig. 6.4), lo que permite inferir que la falla es lístrica en profundidad (Fig. 6.5). Se reconocen también pliegues menores, un sinclinal en el bloque superior y un pequeño anticlinal en el bloque inferior, interpretados como pliegues de arrastre ya que su geometría es coherente con el movimiento normal de la falla (Fig. 6.5). Este anticlinal de *rollover* y los pliegues adyacentes enlazan cartográficamente con el anticlinal NE-SW estudiado (Fig. 6.3). La falla presenta estrías horizontales que indican que se movió como una falla de desgarre por lo que se trataría de una falla reactivada. Aunque no se ha realizado un estudio en detalle, Uzcheda *et al.* (2013) describen este tipo de pliegues relacionados con fallas normales con la misma orientación y en las mismas rocas más al E de la zona de estudio.



Figura. 6.3 Fotografía área (Google Earth) del NE de la playa interpretada. Situación de la fotografía 6.4 en rojo y situación del anticlinal NE-SW estudiado en recuadro amarillo.



Figura. 6.4 Falla normal y pliegue rollover con el sinclinal de arrastre en fotografía de campo.

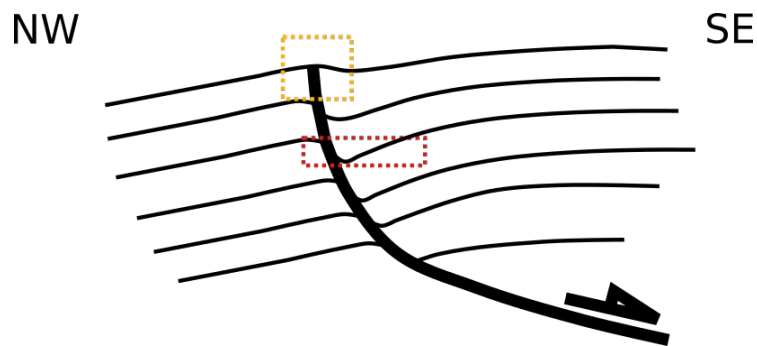


Figura. 6.5 Esquema interpretado de la falla normal y el pliegue de rollover (sin escala). Posición estructural del anticlinal NE-SW estudiado en recuadro amarillo y situación aproximada de la posición fotografía B en recuadro rojo.

6.1.2 Sinclinal NW-SE

El sinclinal NW-SE aflora justo al noreste de la zona estudiada, es un pliegue suave de dimensiones kilométricas que afecta a toda la serie del Jurásico (Fig. 3.3). El eje es sub-horizontal con orientación NE-SW y el plano axial sub-vertical, por lo que la interferencia con el anticlinal estudiado da lugar a un patrón de domos y cubetas o tipo 1 según Ramsay (1967) (Fig. 6.3). El mecanismo de *flexural-slip* interviene en la formación del sinclinal como evidencian las estrías de deslizamiento capa sobre capa con orientación NE citadas en el apartado anterior.

6.2 Análisis de la fracturación

6.2.1 Fallas normales

Se han identificado tres fallas con salto normal en el acantilado (Fig. 6.6 A y B). El salto es pequeño, la de mayor reconocido (Fig 6.6 A) tiene un desplazamiento neto de 3,7 m. El rumbo aproximado es NNW-SSE a excepción de una de orientación WNW-ESE, por lo que podrían ser fallas conjugadas (Fig. 6.7).

Las fallas NNW-SSE tienen un rumbo aproximado N160E, una de ellas con buzamiento 40° NE y estrías con cabeceo 70° NE, y la otra con buzamiento de 50° NE y estrías con cabeceo 45° NE. La falla de orientación WNW-ESE tiene un rumbo N115E y mayor buzamiento, 74° hacia el SW, y estrías con cabeceo de 45° NW. En falla WNW-ESE, además, se han identificado estrías horizontales, con cabeceo de 5° desde el NW, por lo que la falla se habría movido como normal y desgarre, aunque no se han encontrado criterios para determinar la cronología relativa de ambos movimientos. La superficie de las fallas es relativamente plana y en algunas de ellas se observa una tendencia lítrica disminuyendo el buzamiento progresivamente hacia abajo. La relación de la superficie de falla con la estratificación es de rampa tanto en el bloque superior como en el inferior.

En una de las fallas con salto inverso se reconocieron dos sistemas de estrías, uno de ellos con escalones de calcita con salto normal, y se ha incluido la medida en la proyección estereográfica de fallas normales.

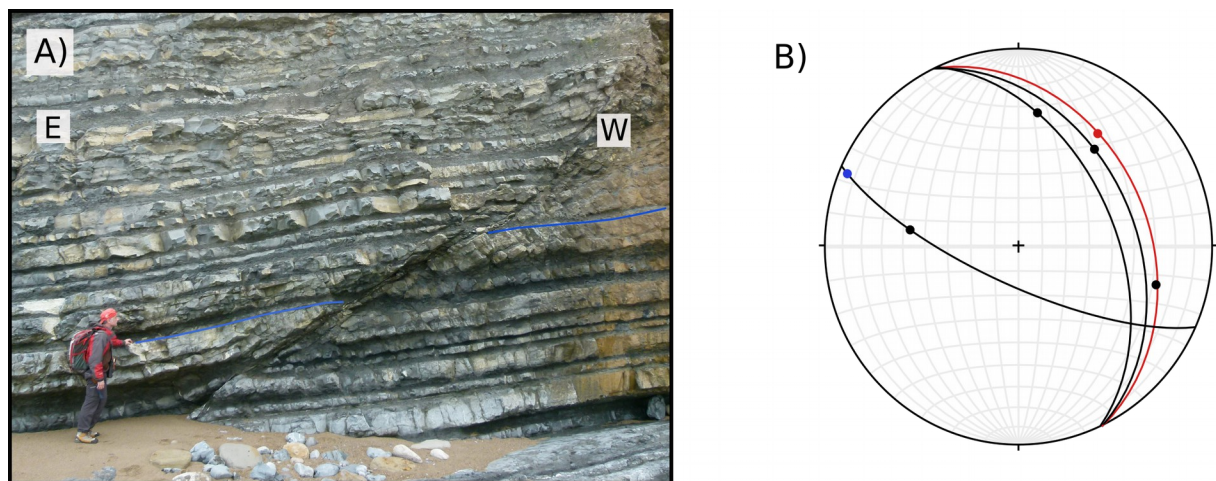


Figura 6.6 A) Fotografía de afloramiento de falla normal. **B)** Proyección estereográfica de los datos de fallas normales. Los planos en negro son fallas con salto normal y sus estrías. En rojo falla con salto inverso con la estría con escalones de salto normal en negro. En azul estrías horizontales en la falla normal WNW-ESE.

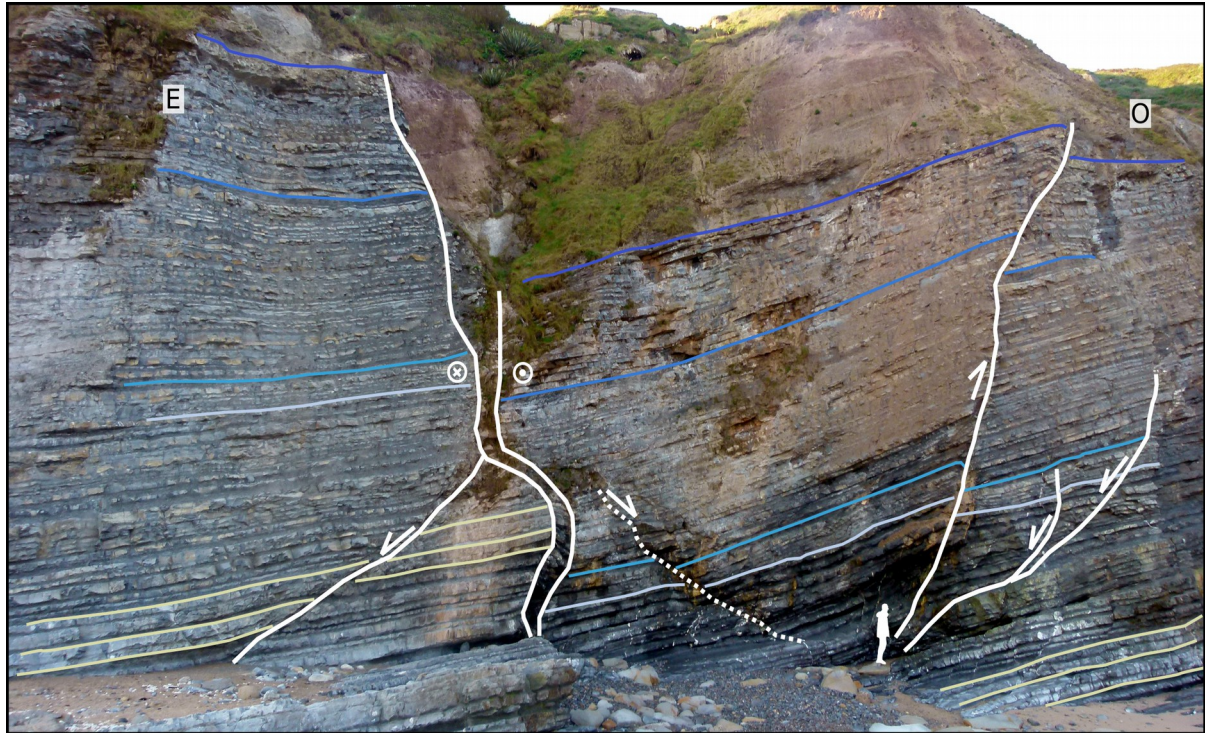


Figura 6.7 Fotografía interpretada en el acantilado. La zona de cizalla dextra produce un salto en la vertical quedando el bloque O hundido unos 10 metros. En el bloque O, se identifica un conjunto de fallas normales conjugadas, una de ellas reactivada como inversa. En línea discontinua la falla WNW-ESE con dos generaciones de estrías una de ellas horizontal.

6.2.2 Fallas inversas

Las fallas inversas también son fácilmente identificables en el acantilado (Fig 6.8 A), su rumbo aproximado es NNW-SSE y el buzamiento alrededor de 40° hacia E. Las estrías indican un movimiento oblicuo, con cabeceos que van desde 60° a 85° NNW (Fig 6.8 B). El salto es pequeño, no más de 2 metros en todas las fallas estudiadas. Se han reconocido tres fallas inversas y dos de ellas están cortadas por fallas de desgarre levóginas de dirección aproximada N50E (Fig. 6.8 A). Como en las fallas normales, la superficie es relativamente plana y la relación de la superficie de falla con la estratificación es de rampa tanto en el bloque superior como en el inferior. Los rumbos de las fallas inversas coinciden aproximadamente con los de las fallas normales, y además, en una de ellas se encontraron escalones con sentido de movimiento normal, por lo que es posible que sean fallas normales reactivadas como inversas, aunque no se ha reconocido un criterio para establecer el orden temporal de ambos movimientos.

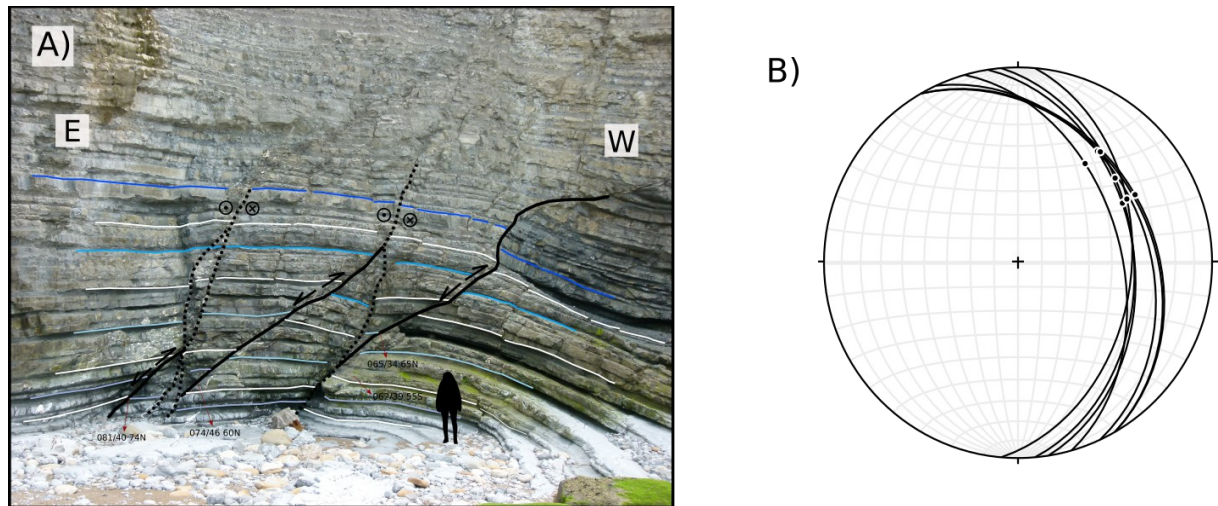


Figura. 6.8 A) Falla inversa de dirección NNW-SSE cortada por dos fallas de desgarre de dirección NE-SW. B) Proyección estereográfica fallas inversas sus estrías (medidas de tres fallas inversas en diferentes planos).

6.2.3 Fallas de desgarre

Teniendo en cuenta que la diferencia entre fallas y *shear fractures* es una cuestión de escala, la mayoría de las fallas con movimiento lateral de la zona de estudio se considerarían *shear fractures* y no fallas, pues el desplazamiento (donde se ha podido estimar) es pequeño. No obstante, para presentar los datos de campo, se van a diferenciar dos escalas en las estructuras en función de algunos criterios. Se considerarán fallas las que no están confinadas al estrato (*throughgoing fractures*) y además tienen alguna de estas características: se puede cuantificar un desplazamiento mayor de 10 cm, tienen zonas de cizalla bien desarrolladas, o bien son cartografiables con la foto aérea. Las fracturas menores se abordarán en el apartado 6.4.

Falla dextrógira WNW-ESE

La falla principal de la zona es una falla de desgarre con una orientación WNW-ESE que se extiende al menos unos 120 m atravesando toda la zona estudiada. Presenta un quiebro en la dirección; en la parte oeste es aproximadamente N100E y N120E en la este (Fig. 6.1). Esta falla corta el anticlinal y lo desplaza unos 20 metros en sentido dextrógiro. En el acantilado se puede observar que la falla tiene un salto aparente quedando el bloque S hundido unos 10 metros respecto al bloque N (Fig. 6.7) y un buzamiento subvertical. La falla desarrolla una zona de cizalla (Fig. 6.9 A) de aproximadamente 1 metro de espesor, en la que se han encontrado criterios cinemáticos que indican un movimiento dextrógiro coherente con el desplazamiento cartográfico observado (Fig. 6.9 B). En el área donde se produce el quiebro en la dirección se puede observar un *restraining bend* en el que se produce una geometría de *pop-up* (Fig 6.9 C y D) que indica una zona de transpresión.

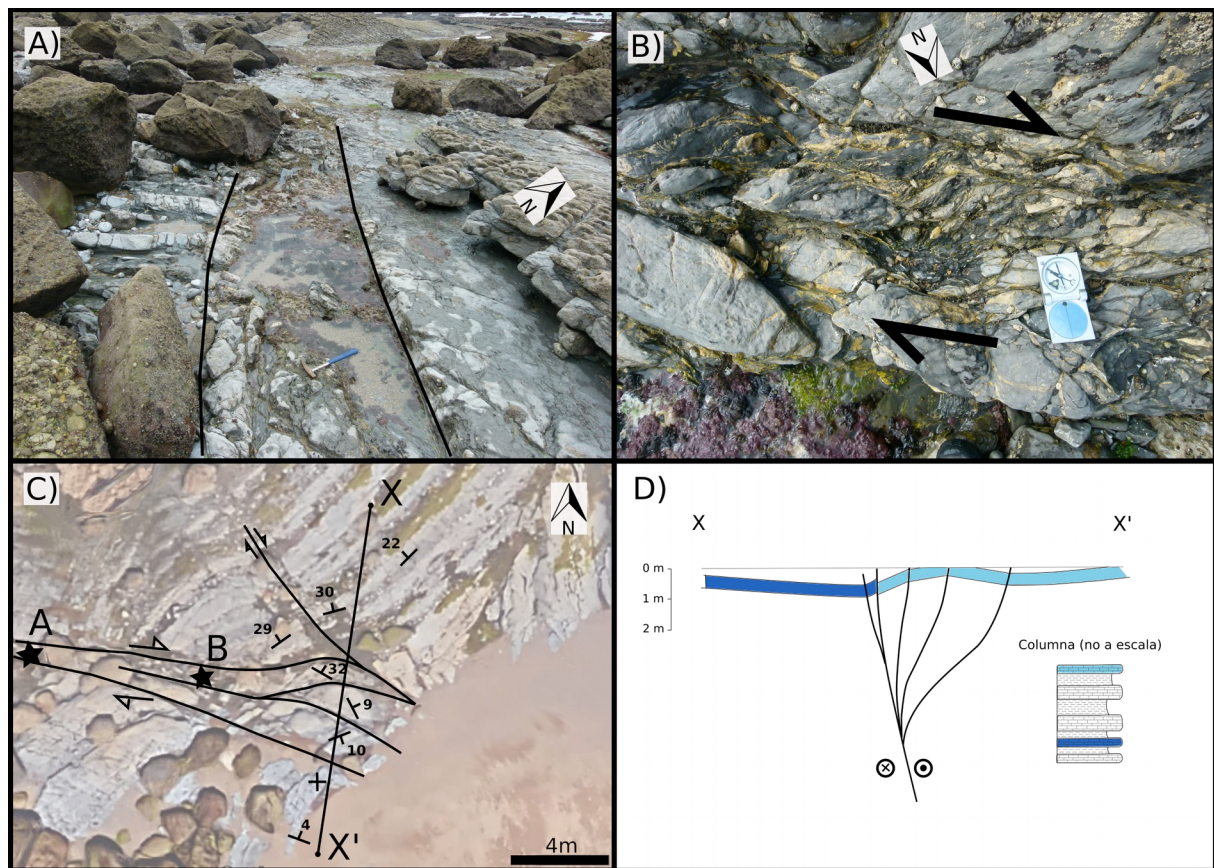


Figura 6.9 **A)** Espesor de la zona de falla WNW-ESE. **B)** Zona de cizalla indicando un movimiento dextrógiro. **C)** Cartografía de detalle del pop-up y situación de las fotos A y B (estrella) y del corte ilustrado en D (X-X'). **D)** Corte idealizado de la zona de pop-up a partir de los datos de estratificación medidos en campo.

Falla NW-SE en el núcleo del anticlinal

Otra estructura importante es la falla que discurre por el núcleo del anticlinal, la cual separa rocas buzando hacia el NW (flanco NW) de rocas buzando hacia el SE (flanco SE) (Fig. 6.1). Tiene una orientación aproximada N25/30E y buzamiento vertical, su longitud cartográfica es de unos 100 m. Se ha identificado tanto al norte como el sur de la falla WNW-ESE.

En la parte N del pliegue, el espesor de la falla es de varios decímetros y tiene un desplazamiento cartográfico aparente dextrógiro de aproximadamente 1 m, sin embargo, teniendo en cuenta las zonas de cizalla identificadas a lo largo de su traza, su movimiento sería levógiro (Fig. 6.10). Este hecho se podría explicar si el cabeceo de las estrías sobre el plano de falla fuera mayor que el de la línea de intersección entre la estratificación y el plano de falla, aunque no se han podido medir ni estrías, ni el buzamiento del plano de falla para confirmar esta hipótesis. Otra posibilidad es que el movimiento en sentido levógiro no haya recuperado el desplazamiento de un un movimiento dextrógiro previo.



Figura 6.10 Zona de cizalla de la falla en el núcleo del anticlinal al N de la falla.

En la porción S del anticlinal, la falla parece estar menos desarrollada que al N, tiene menor espesor y no se detecta desplazamiento apreciable a nivel cartográfico. Se han reconocido criterios cinemáticos que indican que la falla ha tenido dos movimientos en sentido contrario. En la figura 6.11 se observan superficies de disolución por presión que indican un sentido de movimiento levógiro; estas superficies tienen asociadas unas venas rellenas de calcita que se desarrollan aproximadamente a 90° de las superficies de disolución. Hay otras venas con diferente orientación (en azul) que son paralelas a las superficies de disolución y que indicarían un movimiento dextrógiro.

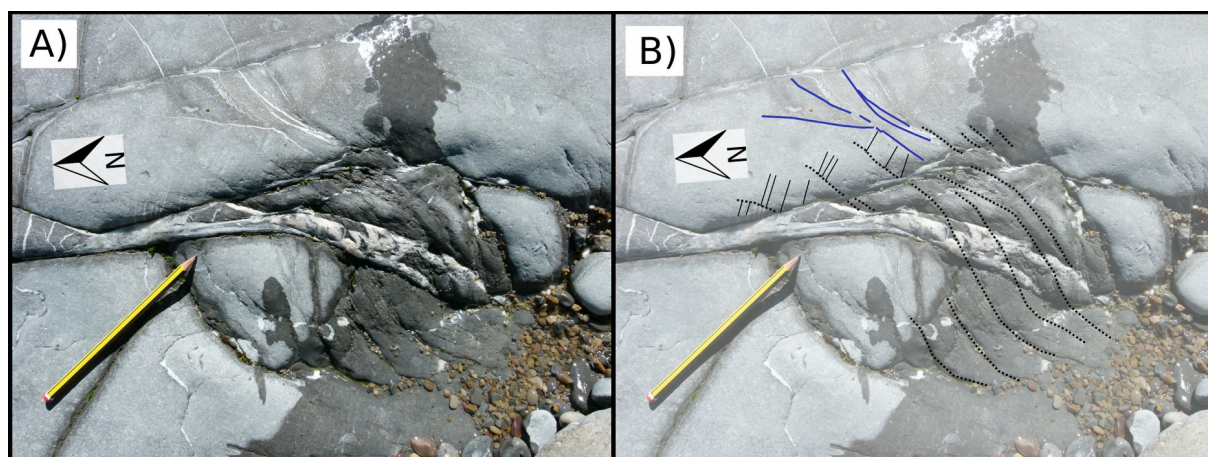


Figura 6.11 A) Estructura puente de la falla que discurre por el núcleo del anticlinal al S de la falla principal. Se pueden observar estructuras que indican sentidos de movimiento contrarios. **B)** Fotografía interpretada. En línea discontinua superficies de disolución por presión y en línea continua venas rellenas de calcita. En azul con sentido dextrógiro y en negro con sentido levógiro.

Otras fallas de desgarre

Se han realizado 20 medidas en fallas de desgarre en capas de caliza a un lado y otro de la falla principal WNW-ESE. (Fig. 6.12 A y B). La dirección predominante es NE-SW y algunas E-W y tienen longitudes de hasta varias decenas de metros. Las más frecuentes presentan un rumbo entre N40E y N50E. En general los buzamientos son altos, mayores de 60°, la mayoría son hacia el SE aunque hay algunas con buzamiento hacia NW. Se han encontrado estrías horizontales que indican un movimiento lateral puro, pero también con cierta inclinación. Las superficies de los planos de estas fallas son irregulares, y se interpretan como fracturas confinadas en las calizas que se han interconectado al propagarse la fractura a través de las margas (Fig. 6.13).

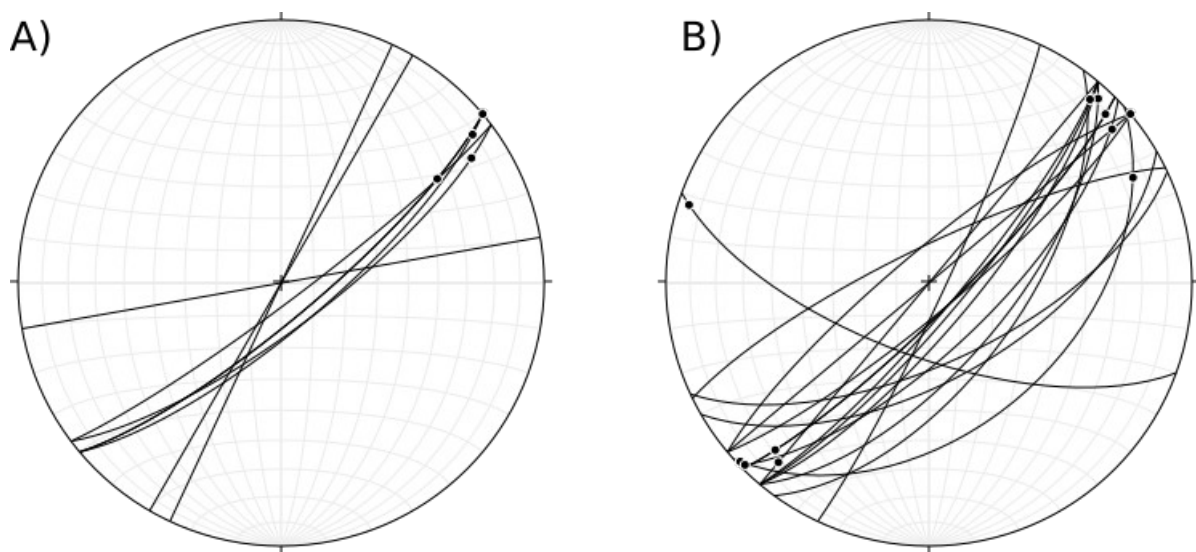


Figura 6.12 **A)** Planos de falla y estrías asociadas al N de la falla WSN-ESE. **B)** Planos de falla y cabeceo de las estrías al S de la falla WSW-ESE.

En el bloque N de la falla principal WNW-ESE, las fallas NE-SW presentan rellenos de calcita y *pull-aparts* que indican un movimiento dextrógiro (Fig. 6.14 A y B), el desplazamiento medido es pequeño, unos 15 cm como máximo. Algunos cristales de calcita son alargados y tienen cierta orientación respecto al plano de falla, aunque el ángulo es pequeño, si bien se han encontrado también cristales de calcita con morfología euhedral (tipo geoda) y que en algunos casos parecen crecer a expensas de los rellenos de calcita orientados previos.

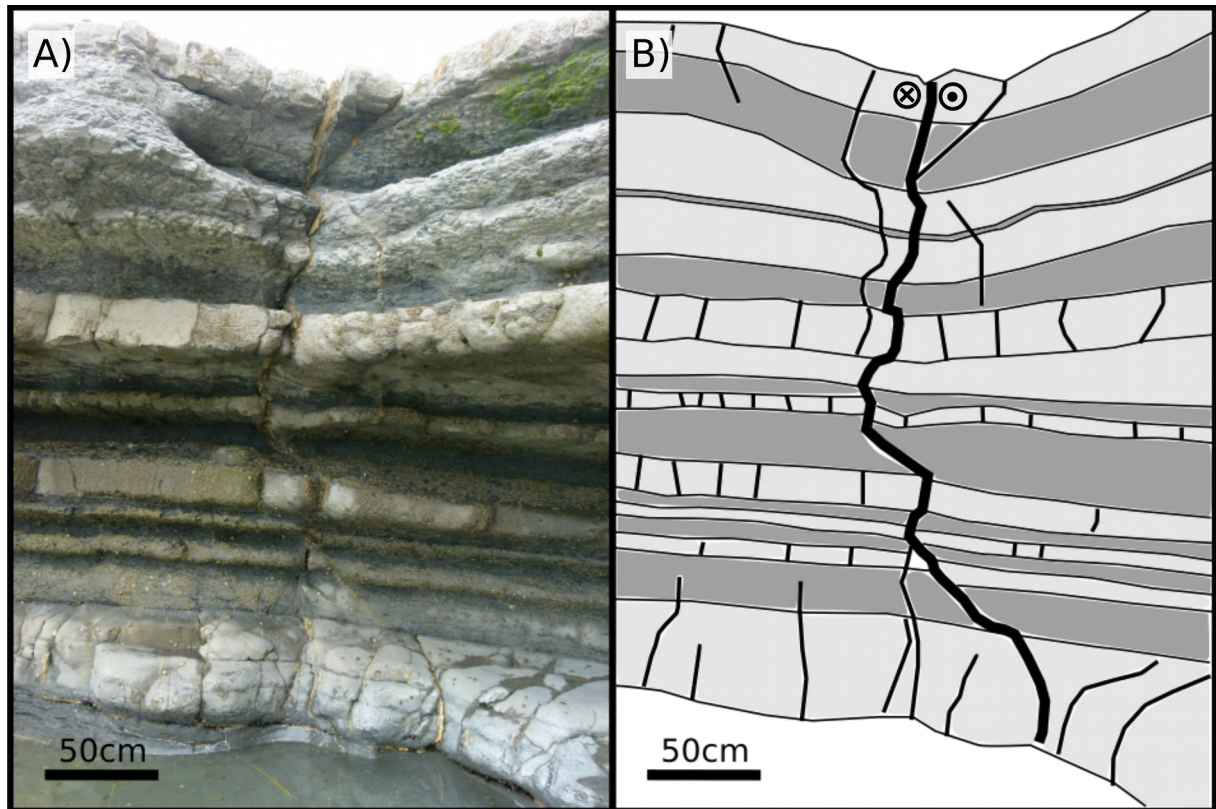


Figura 6.13 Falla de desgarre de orientación NE-SW en el bloque S, el plano de falla es irregular y el buzamiento es menor en las capas de margas que en las calizas. Se pueden ver fracturas confinadas al estrato en las capas de caliza y algunas que atraviesan las margas. **A)** Fotografía original. **B)** Fotografía interpretada.

En el bloque S de la falla principal WNW-ESE, las fallas NE-SW tienen movimientos levógiros determinados a partir de la orientación de *pull-aparts*, superficies de disolución por presión y zonas de cizalla (Fig. 6.14 C y D). En algunos casos hay evidencias de movimientos contrarios en la misma falla, indicando que se han movido como dextrógiros y levógiros; se han reconocido venas pinnadas con orientaciones opuestas o con la misma orientación que superficies de disolución por presión, además se han identificado dos generaciones de estrías con cabeceos distintos en superficies de falla (Fig. 6.14 E) y se han reconocido escalones con sentidos de movimiento contrarios también en la misma superficie. En algunos casos las venas están deformadas o cortadas por las superficies de disolución, por lo que se infiere que el movimiento lateral izquierdo es posterior al derecho. En la Fig. 6.14 F se muestra una fractura de orientación NE-SW con venas asociadas que indican movimiento dextrógiro, sin embargo, las superficies de disolución por presión están indicando un movimiento levógiro; este ejemplo corresponde a una estructura menor ya que en las zonas de cizalla bien desarrolladas es difícil establecer estos criterios de manera sencilla por estar muy deformadas. Esta situación se ha detectado solo en el bloque S de la falla WNW-ESE ya que en el N las fallas de esta orientación son claramente dexas y no se han reconocido superficies de

disolución por presión. No obstante, los afloramientos son de menor calidad en el N, o bien porque son zonas frecuentemente sumergidas y muy erosionadas, o bien porque están cubiertas de arena.

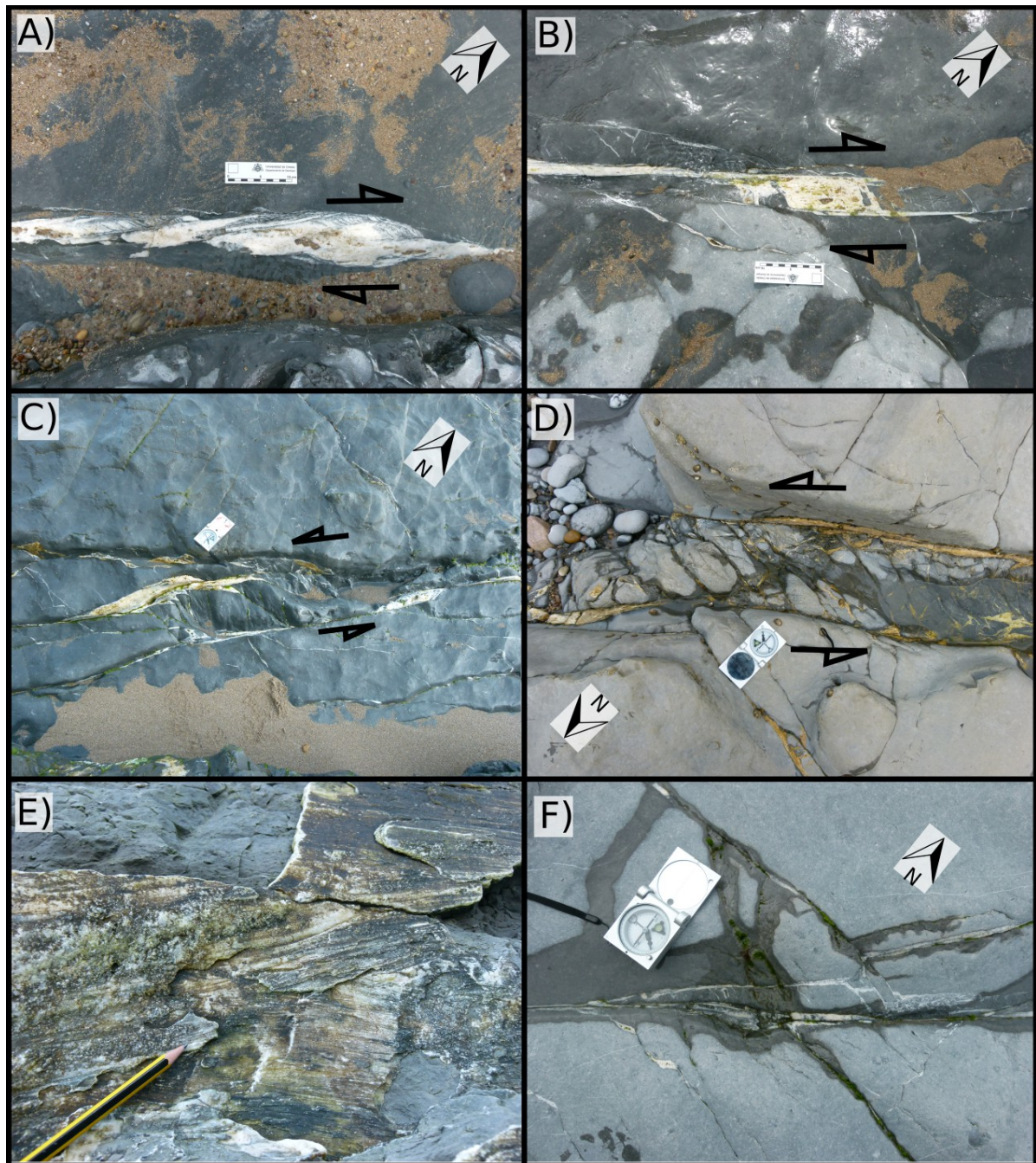


Figura 6.14 Estructuras diversas asociadas a las fallas desgarre. **A)** Vena de calcita (mecanismo crack-seal). **B)** Pull-apart dextrógiro. **C)** Pull- apart levógiro y zona de transpresión (pop-up). **D)** Zona de cizalla levógira. **E)** Superficie de falla con dos sistemas de estrías de desgarre. **F)** Venas de calcita y superficies de disolución por presión (foto interpretada en la figura 6.19).

6.2.4 Fracturas menores

Las fracturas más abundantes son venas rellenas de calcita, aunque también hay diaclasas, en muchos casos relacionadas con las venas, e incluso se observa las dos estructuras en una misma fractura: el relleno de calcita y una superficie abierta sin relleno. Se han identificado cuatro familias principales con orientaciones NE-SW, NNE-SSW, E-W y NW-SE (Fig. 6.15 A y B).

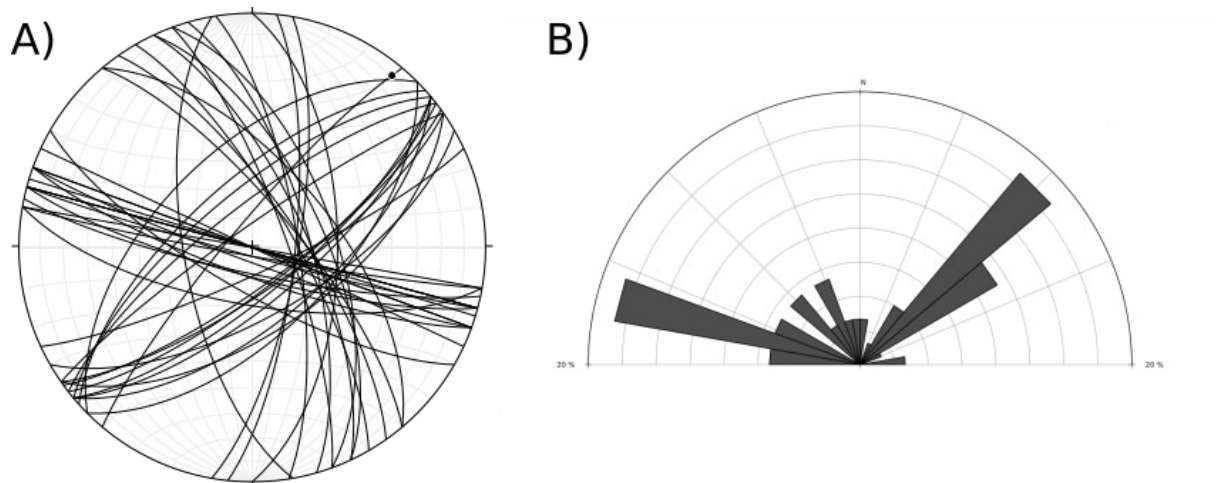


Figura 6.15 A) Proyección estereográfica de las fracturas medidas. B) Diagrama de rosa de frecuencia de las fracturas medidas (Grohmann et al., 2011). Intervalo 10%.

Como se ha referido anteriormente en el texto, se han reconocido superficies de disolución por presión relacionadas con las fallas de desgarre. Estas superficies se han identificado por ser superficies oscuras, posiblemente rellenas con material insoluble y con una morfología más suave que los estilolitos.

Familia NE-SW

El rumbo de esta familia oscila entre N40E y N60E (Fig. 6.16) y el buzamiento varía dependiendo del flanco del anticlinal donde se encuentren, siendo hacia el SE en el flanco W y hacia NW en el flanco E, con valores mayores de 60° en ambos casos. Se trata de fracturas sistemáticas con mayor longitud (hasta varias decenas de metros) y persistencia que las otras familias. Presenta un espaciado (Tabla 1) regular entre 25 y 55 cm dependiendo del espesor de la capa; se han realizado medidas en estratos de diferentes

Espesor (cm)	Espaciado (cm)	Densidad (m ⁻¹)
15	24,22	4,13
20	27,27	3,67
22	29,25	3,42
28	37,5	2,7
35	53,29	1,74

Tabla 6.1 Tabla con los valores de espaciado y densidad para cada espesor.

espesores y la relación es lineal, aumentando el espaciado al aumentar el espesor (Fig. 6.17). La mayoría de estas fracturas están rellenas de calcita, con *pull-aparts* de escala milimétrica a centimétrica que indican un movimiento dextrógiro, y se han identificado en todas las posiciones estructurales del anticlinal principal. La mayor parte están desarrolladas en calizas y confinadas al estrato, y las que atraviesan las margas, coinciden con las que mayor desplazamiento se observa en los *pull-aparts*. En el flanco W del pliegue, al sur de la falla principal WNW-ESE, se han detectado rampas de relevo dextrógiras (Fig. 6.18). Son las que tienen mayor longitud y persistencia y las otras familia suelen chocar (*abutting*) contra ellas, y algunos casos las cortan.

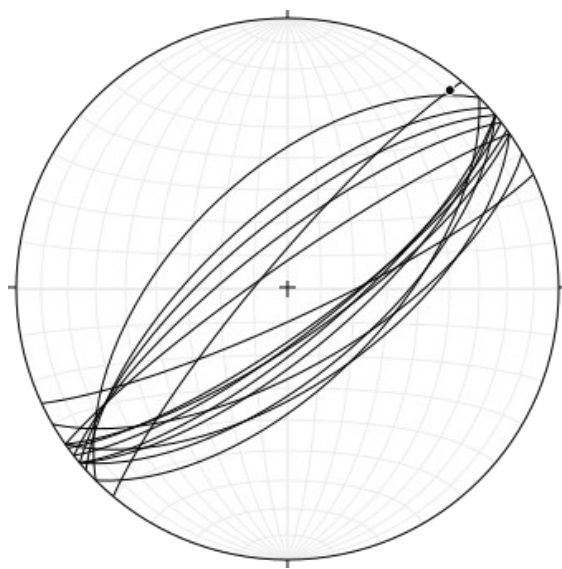


Figura 6.16 Proyección estereográfica de las medidas NE-SW. Se observan buzamientos contrarios dependiendo del flanco en el que se encuentran las fracturas, en flanco W buzan hacia el SE y en flanco E buzan hacia el NW.

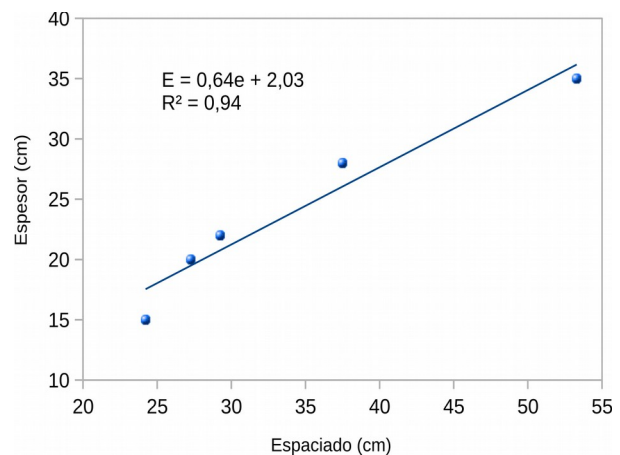


Figura 6.17 Gráfico de espaciado vs espesor de la familia N40°-60°.

Estas fracturas tienen la misma orientación que las fallas de desgarre descritas en el apartado 6.2.3, tanto las dextrógiras como las levógiras. Como se ha mencionado, hay algunos criterios para poder afirmar que las fallas de desgarre levógiras detectadas en el bloque S, son fallas reactivadas de fallas o *shear fractures* con movimiento lateral derecho previas, como son: la misma orientación, los escalones de falla contrarios, los dos sistemas de estrías, y las orientaciones de venas y superficies de disolución por presión (Fig. 6.19).

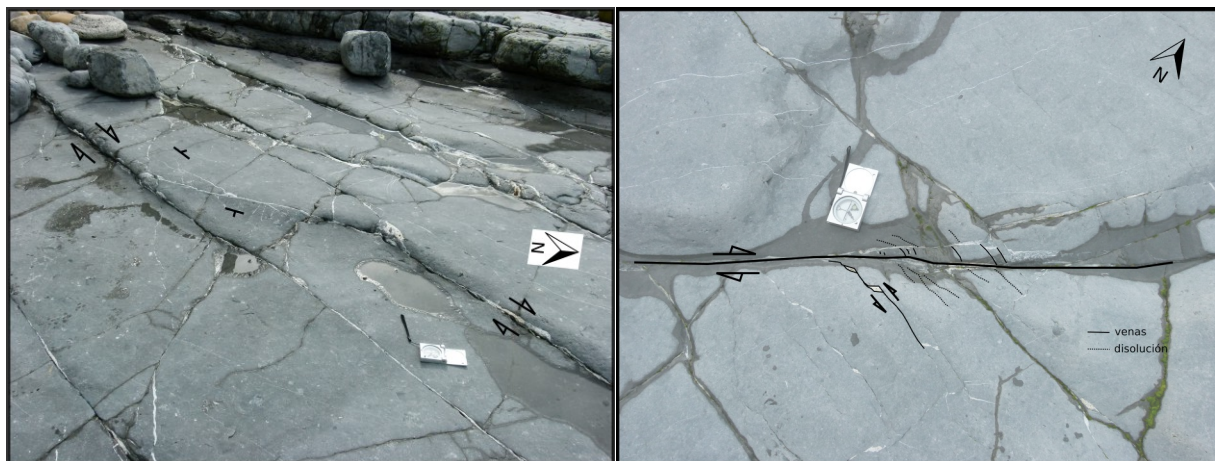


Figura 6.18 Fracturas NE-SW en el bloque S de la falla principal WNW-ESE. Se observa el espaciado más o menos regular y una rampa de relevo dextra. La rampa de relevo conecta dos fracturas dextrógiras con cierto componente normal ya que se observa que el bloque E está hundido respecto al bloque O.

Figura 6.19 Fractura dextrógira NE-SW en el bloque S de la falla principal WNW-ESE. Venas de calcita y superficies de disolución por presión con la misma orientación.

Familia NNE-SSW

Además de las de rumbo N40/60E, en la zona de charnela del anticlinal en el bloque al S de la falla principal WNW-ESE, se ha reconocido una familia de venas rellenas de calcita con orientación aproximada N20/25E, que coincide aproximadamente con la del eje del pliegue. Los rellenos tienen espesor de unos 1-2 mm y las fracturas un espaciado de 21 cm medido sobre un estrato de 35 cm de espesor. Se han reconocido *pull-aparts* milimétricos y venas en algunas terminaciones (*tip cracks*) que indican un pequeño movimiento levógiro. Estas fracturas desaparecen gradualmente desde la zona de charnela hacia los flancos. La relación con las fracturas NE-SW es de choque (*abutting*) y se observa un cambio de dirección cuando se acercan a las fracturas orientándose perpendicularmente a ellas.

Familia E-W

La familia con orientación E-W tiene rumbo entre N100/110E (Fig. 6.20) y buzamiento casi vertical. Tienen menor longitud que las NE-SW, variando entre varios decímetros hasta 1-2 metros. Los valores de espaciado (Tabla 2) están entre 25 y 55 cm dependiendo del espesor de la capa, la relación entre las dos variables es lineal, aumentando el espaciado al aumentar el espesor (Fig. 6.21). La pendiente en este caso es menor que en el de las fracturas NE-SW, por lo que el espaciado aumenta menos con el espesor en las E-W, para

valores bajos de espesor las E-W tienen mayores espaciados que las NE-SW y valores parecidos en estratos de más espesor.

Espesor (cm)	Espaciado (cm)	Densidad (m ⁻¹)
20	25	4
28	50,83	1,97
35	56,83	1,76

Tabla 6.2 Tabla con los valores de espaciado y densidad para cada espesor.

Presentan *pull-aparts* levógiros de escala milimétrica a centimétrica, en general menores que los de las fracturas NE-SW. Se han reconocido en todas las posiciones estructurales del anticlinal. Están confinadas al estrato y no se desarrolla en las capas margosas. Normalmente chocan (*abutting*) contra las fracturas de orientación NE-SW pero cortan y desplazan a las NNW-SSE.

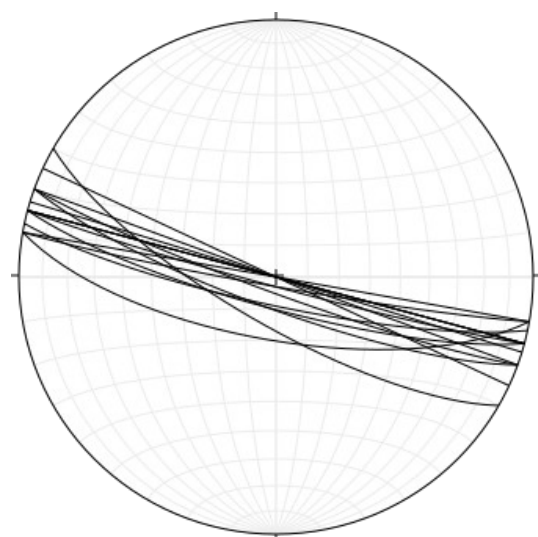


Figura 6.20 Proyección estereográfica de las medidas E-W.

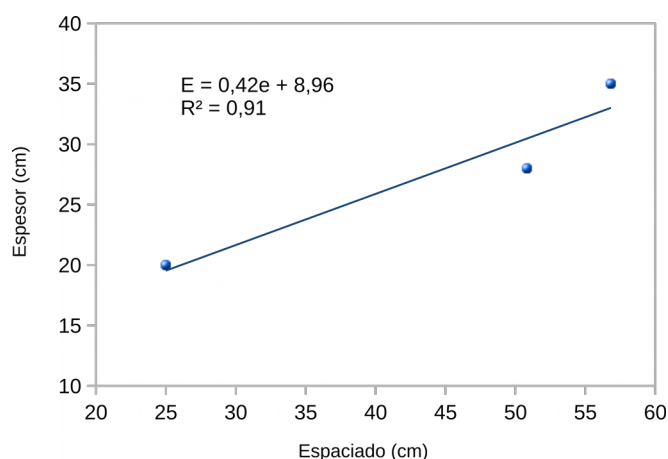


Figura 6.21 Gráfico de espaciado vs espesor de la familia N100°-110°.

Fracturas NW-SE

Por último las fracturas con orientación NW-SE a N-S no son fracturas sistemáticas. Son las que presenta mayor variedad de valores de rumbo, entre N320/360E (Fig. 6.22). No están rellenas en la mayoría de los casos. Su buzamiento es alto en la mayoría de los casos hacia el E. Tienen trazas curvas, suelen ser cortas (varios decímetros) y tienen un espaciado irregular, normalmente chocan con alguna de las otras dos familias (*abutting*). También se han reconocido en todas las posiciones del pliegue anticlinal.

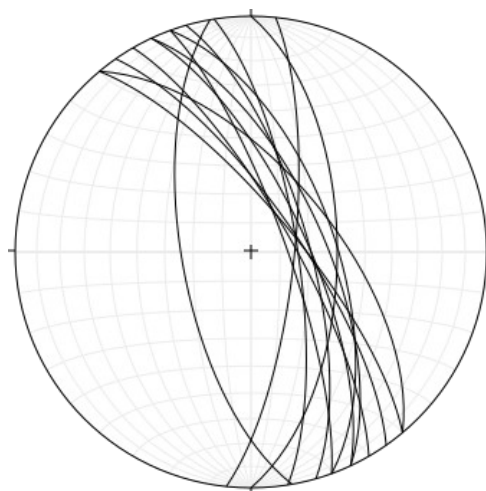


Figura 6.22 Proyección estereográfica de las medidas NW-SE.

Conectividad

Se ha realizado el recuento de los nodos I, Y, Z, según el método propuesto por Sanderson & Nixon (2015), para estimar la conectividad en 2D de manera cuantitativa. El recuento se ha realizado a partir de fotografías (Anexo 2) en 4 afloramientos de caliza de diferentes espesores (Tabla 6.3).

	1	2	3	4
Espesor (cm)	20	35	25	10
I	12	2	2	2
Y	33	15	22	30
X	23	2	12	10
N_L	22,5	8,5	12	16
N_B	101,5	27,5	58	66
N_B/N_L	4,51	3,24	4,83	4,13
C_L	4,98	4	5,67	5
C_B	1,88	1,93	1,97	1,97

Tabla 6.3 Tabla con los valores del conteo y el cálculo de los parámetros presentados en el apartado de metodología.

De los resultados se puede concluir que dominan los nodos Y, y por tanto las relaciones de choque (*abutting*) entre las fracturas, además, las terminaciones aisladas son muy escasas. Los valores del parámetro N_B/N_L (Fig. 6.23 A) están entre 3 y 5, que son valores medios de conectividad en redes de fracturas naturales. El número de conexiones por línea, C_B , (Fig. 6.23 B) se sitúa entre 4 y 6, superando el valor de 3,57 (valor simulado de percolación en un sistema de líneas aleatorias de tamaño fijo (Balberg *et al.*,1984)). Por

último, el parámetro C_B , número de conexiones por rama, da valores de 1,9 en todos los casos lo que indica una alta proporción de ramas C-C y por tanto alta conectividad.

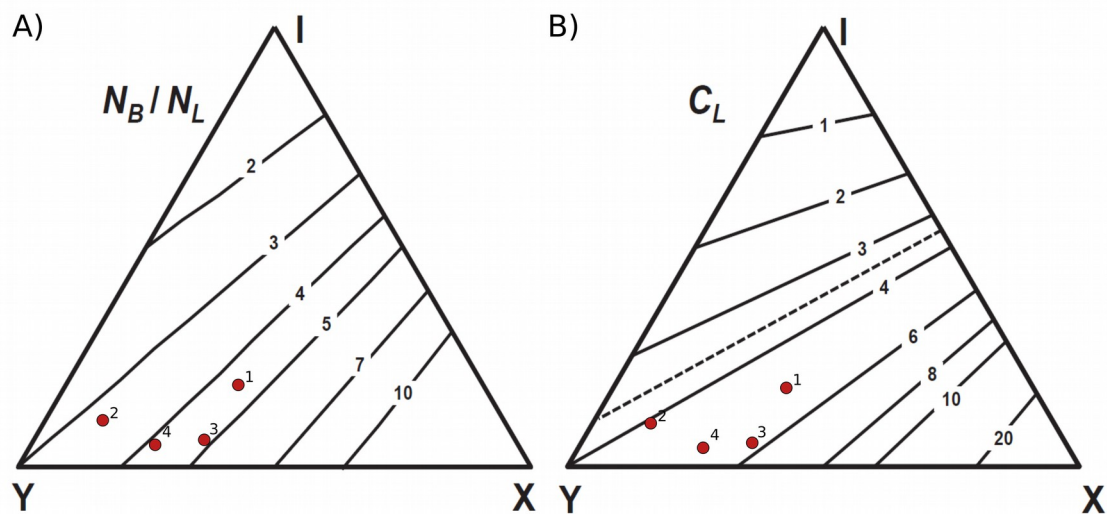


Figura 6.23 Diagrama triangular de la proporción de nodos, proyectados sobre **A)** proporción de ramas y líneas (N_B/N_L) y **B)** número medio de conexiones por línea C_L , en línea discontinua el valor 3.57.

Como se ha mencionado, el recuento se ha llevado a cabo en estratos de caliza pero para tener una visión real de la conectividad habría que realizar el estudio en 3D, teniendo en cuenta la conexión vertical de las fracturas y la estratigrafía mecánica.

Patrones de fracturación en función de la litología

El diferente comportamiento de las distintas litologías frente a la fracturación es más que evidente en las observaciones de campo (Fig. 6.24). En las superficies de estratificación de las capas margosas se observan patrones cuadrados mientras en las calizas suelen ser rombos y/o triángulos. Las fracturas de rumbo E-W no se desarrollan en las capas margosas y sin embargo las de rumbo NW-SE están mucho mejor desarrolladas que en las capas de caliza, donde frecuentemente son curvas y chocan con las otras familias. La mayoría de las fracturas están confinadas en los estratos de caliza, un 50% de las NE-SW y el 100% de las E-W. Las fracturas son sub-perpendiculares a las superficies de estratificación no propagándose a las margas, cuando lo hacen es habitual que disminuya el buzamiento de la fractura (Fig. 6.13).

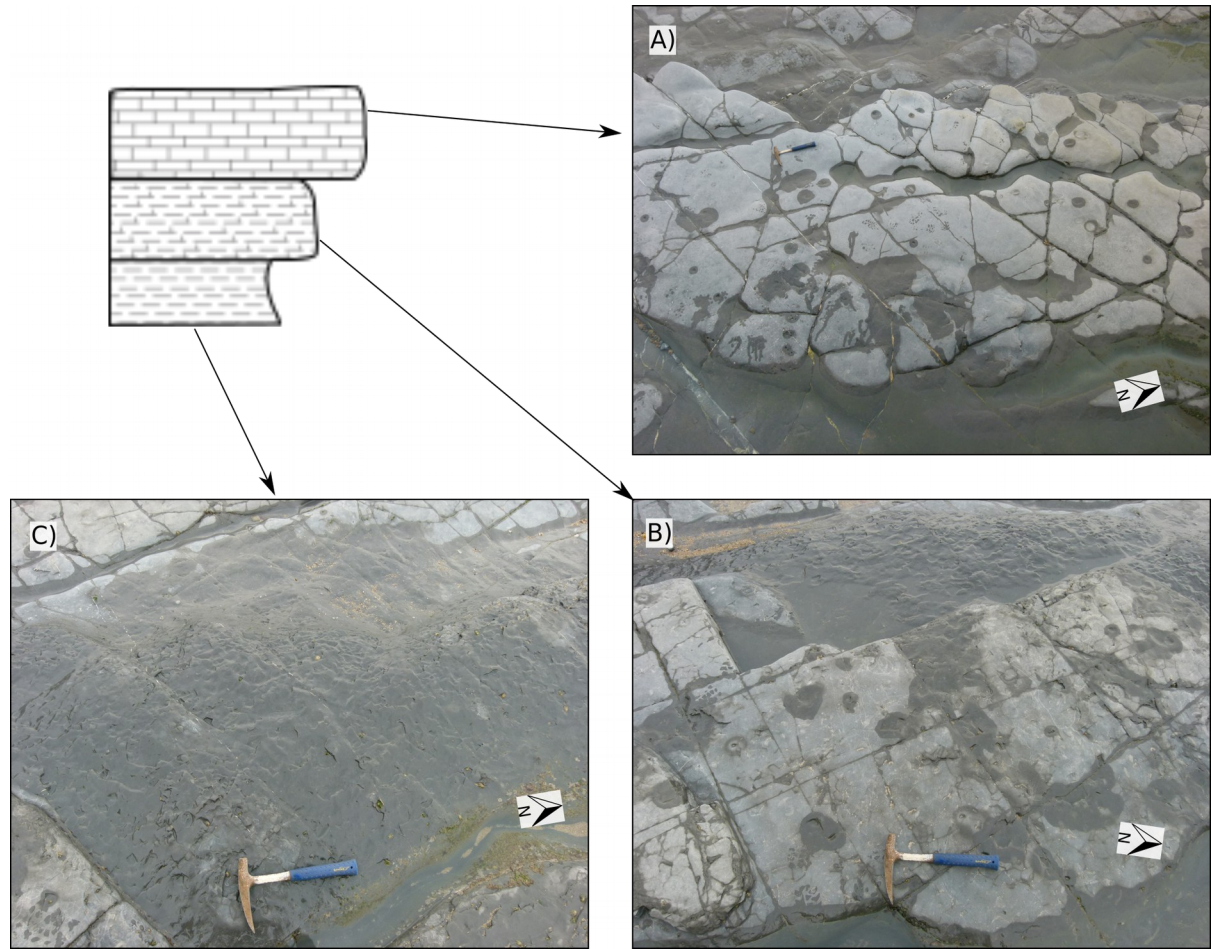


Figura 6.24 Fotografía de los diferentes patrones de fracturación según la litología. **A)** Caliza, **B)** caliza margosa, **C)** margas.

El gráfico de la figura 6.25 representa el ángulo entre la estratificación y la fractura en dos estratos superpuestos, uno de caliza y otro de marga, realizado en 8 ubicaciones diferentes. De la información aportada por el gráfico se puede afirmar que las fracturas forman un ángulo mayor con la estratificación en las calizas (60° - 90°) que en las margas (25° - 75°). El cambio de ángulo oscila entre 10° y 45° , pero no parece haber ninguna correlación con el ángulo que forman con la estratificación, ya que se observa que, por ejemplo, fracturas en calizas que forman aproximadamente el mismo ángulo, en las margas forman ángulos con valores distintos, por lo que debe haber otras variables externas que influyan en el ángulo de giro de la fractura, como el espesor de las capas, reología, morfología de la interfase entre las dos capas, etc o bien, sea el ángulo necesario para conectar dos fracturas confinadas en los estratos de caliza.

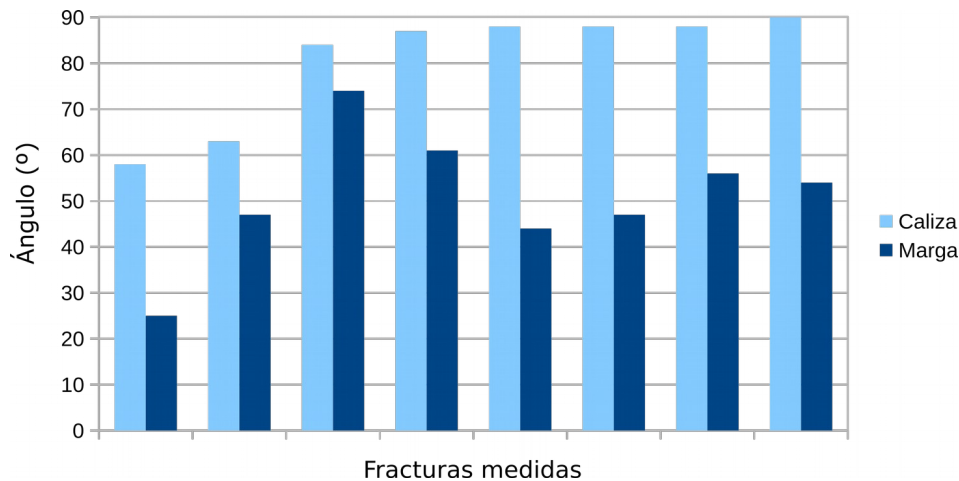


Figura 6.25 Gráfico que representa el ángulo entre la estratificación y la fractura en un estrato de caliza y un estrato de margas para las 8 fracturas medidas.

Relaciones entre las familias

Para establecer la cronología relativa de cada una de las familias, se han seleccionado superficies de estratos de caliza con cierto espesor, a fin de facilitar la interpretación de los afloramientos ya que la densidad de fracturas es menor que en estratos finos. A partir de las relaciones de corte, cruce y *abutting* se ha establecido la siguiente cronología relativa de las fracturas, desde más antiguas a más modernas: (1) NE-SW con rumbo N40°/60°, seguidas de las (2) NNE-SSW con dirección N25°, a continuación las (3) E-W y por último las (4) NW-SE (Fig. 6.26 y 6.27).

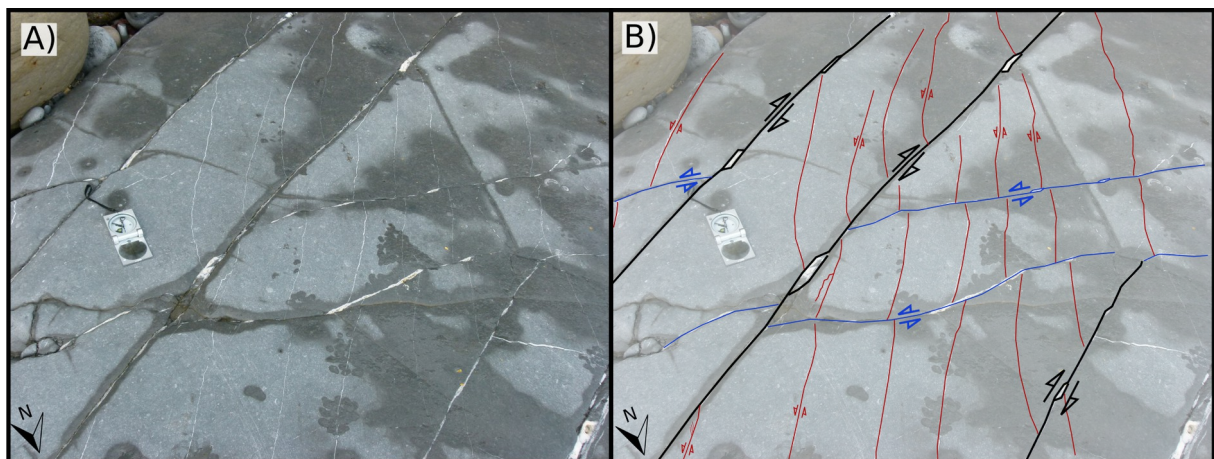


Figura. 6.26 Cronología relativa de las fracturas en la zona de charnela del anticlinal al S de la falla principal WNW-ESE. Orden cronológico de más antiguo a más moderno: NE-SW (negro), NNE-SSW (rojo), E-W (azul). Fotografía F5 de la figura 4.1. **A)** Original. **B)** Interpretada. Se observa como las fracturas NNW-SSE se curvan al chocar con las NE-SW.

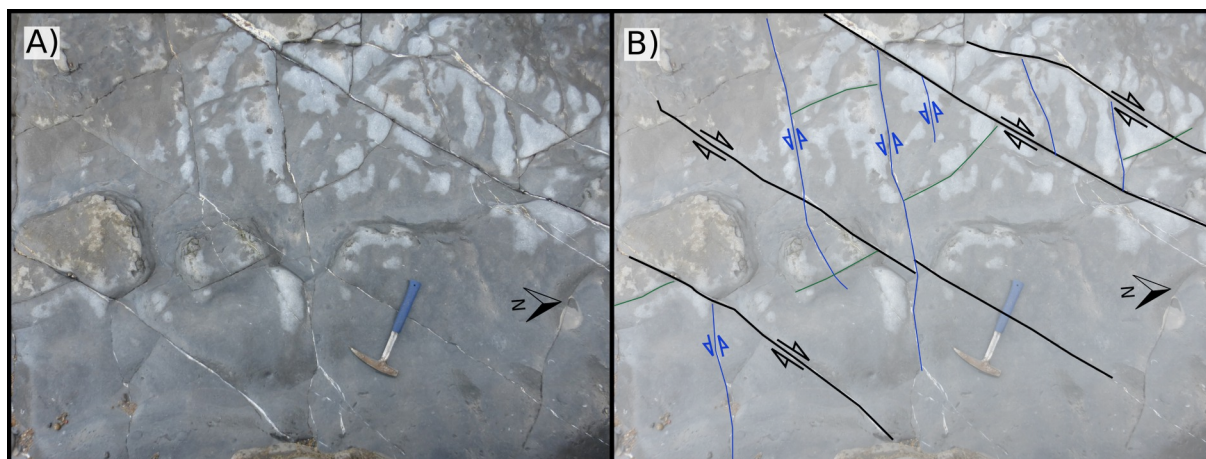


Figura. 6.27 Cronología relativa de las fracturas. Afloramiento situado en el flanco E del anticlinal al S de la falla de la falla principal WNW-ESE. Orden cronológico de más antiguo a más moderno: NE-SW (negro), E-W (azul), NW-SE (verde). Fotografía F6 de figura 4.1. **A)** Original. **B)** Interpretada.

Cronología de las fracturas respecto al anticlinal principal

En relación a la edad relativa de las familias respecto al pliegue anticlinal, el procedimiento de deshacer el basculamiento de los flancos, la inmersión de la línea de charnela y rotar solidariamente las fracturas medidas en las zonas de flancos y de charnela (Fig. 6.28), indica que las fracturas con orientación NE-SW se desarrollaron antes del pliegue ya que presentan buzamientos contrarios en cada uno de los flancos e independientemente de su posición estructural, cuando se deshace el pliegue, todas adquieren aproximadamente un buzamiento de 90° . Además se descarta que sean sincrónicas a la formación del anticlinal ya que son oblicuas a la dirección del eje.

La familia E-W es la que presenta buzamientos mayores y su orientación es casi ortogonal al plano axial del anticlinal, por tanto la orientación de estas fracturas no se habría visto afectada por el plegamiento, por lo que resulta complicado establecer su relación temporal con el mismo.

Por último sobre las fracturas de familia NW-SE no se puede afirmar que se formasen antes que el pliegue atendiendo a este criterio, ya que las fracturas no se agrupan en una dirección si no que más bien se dispersan tras haberlas rotado, por lo tanto serían posteriores al pliegue.

Es importante señalar que el pliegue es laxo, de forma que tanto el ángulo de inmersión del eje como el buzamiento de los flancos son bajos, por lo que el error al realizar este procedimiento de rotación es mayor que con pliegues cuyos buzamientos de los flancos fuesen mayores.

Por último, la familia NNW-SSE, que no está representada en la figura 6.28, es la única familia que se formó a la vez que el anticlinal, deducido a partir de su orientación paralela a la dirección del eje del pliegue y su distribución en la zona de charnela donde la curvatura es mayor.

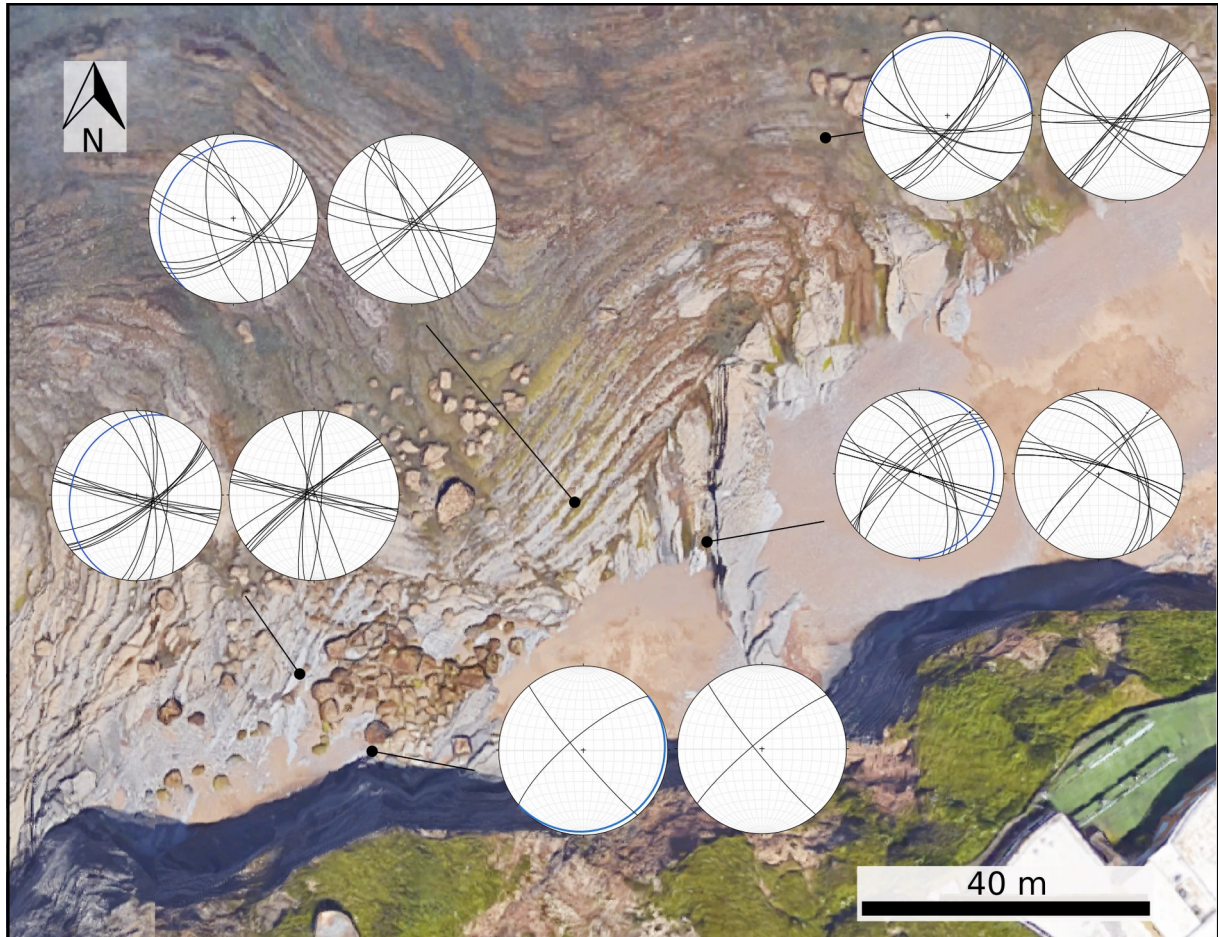


Figura. 6.28 Proyección estereográfica de las medidas de fracturas en campo y la estratificación (azul) a la izquierda, y la proyección estereográfica al deshacer el plegamiento a la derecha en diferentes posiciones del pliegue.

6.3 Cronología de las estructuras

A partir de las relaciones entre las diferentes estructuras introducidas en apartados anteriores y apoyándose en los esquemas de evolución estructural propuestos para esta región o regiones cercanas por otros autores, se establece la cronología de la deformación.

Episodio pre-extensional

Las primeras estructuras que se formaron en la zona son las *shear fractures* y fallas dextrógiras de orientación NE-SW con rellenos de calcita cuando las capas eran todavía horizontales. Son las fracturas dominantes y con mayor longitud, que suelen ser las primeras en formarse (Price & Cosgrove, 1990). La formación de estas fracturas tendría lugar bajo un régimen de *strike-slip* local, con un σ_1 que podría estar comprendido entre SW-NW (Fig. 6.29 A o 6.30 A). El rango de dirección se acota algo más, entre SW-W, si, basándose en los rellenos de calcita con morfología eudral y el ángulo de los cristales respecto al plano de falla, se tratase de fracturas híbridas, ya que se desarrollan a ángulos menores respecto a σ_1 que las formadas como *shear fractures* en sentido estricto (Ramsey & Chester, 2004). También se plantea la posibilidad de que se formaran como fracturas modo I y se movieran como dextrógiras en un evento posterior. Lo que sí parece claro es que las superficies de estas fracturas son las más antiguas y que tienen un papel importante en la evolución de la estructura de la zona de estudio.

Episodio extensional

La formación de fallas normales y el pliegue anticlinal NE-SW tendría lugar bajo un régimen de extensión con un eje de esfuerzos σ_3 de NE a E de acuerdo a las orientaciones de las estrías y la orientación de la falla y el pliegue de *rollover* del NE de la playa (Fig. 6.29 B o 6.30 B). Uzkeda *et al.* (2016) sitúan la formación de fallas normales y pliegues asociados desde finales del Jurásico Inferior al Jurásico Superior, además añaden que pudieron sufrir un incremento de su movimiento normal en tiempos más tardíos, probablemente durante el Cretácico. Aunque proponen una dirección N-S para el eje principal de esfuerzo extensional, los resultados de este estudio podrían ser compatibles con la formación del domo previo a la apertura del Golfo de Vizcaya (Pujalte *et al.* 2004) que produjo la actividad simultánea de fallas de diferentes orientaciones (Uzkeda *et al.*, 2016).

Inversión tectónica contraccional

A continuación se formaría el sinclinal de grandes dimensiones de orientación NW-SE que deforma al anticlinal NE-SW estudiado dando lugar a un modelo de interferencia de pliegues. Las estrías que indican deslizamiento capa sobre capa en dirección NE, son coherentes con la orientación del sinclinal y coinciden con las direcciones en las estrías encontradas en las fallas inversas, por lo que se puede deducir que el sinclinal y las fallas inversas son coetáneas. Por tanto, se produce el plegamiento que da lugar al gran sinclinal con intervención del mecanismo de *flexural-slip* y, simultáneamente, fallas inversas de nueva

generación o aprovechando las superficies de fallas normales previas en los flancos (Fig. 6.29 D y Fig. 6.30 C). Estas estructuras se formarían con un eje principal de esfuerzos σ_1 de dirección NE durante el Cenozoico, relacionado con la colisión de la placa ibérica y euroasiática en un régimen compresivo de edad alpina que produce la inversión tectónica de la Cuenca Asturiana.

Inversión tectónica de desgarre

Posteriormente, también durante el Cenozoico, tiene lugar la formación de fallas de desgarre bajo un régimen de *strike-slip* con un eje principal de esfuerzos σ_1 N-S a NNW-SSE. En este estadio se forman la falla principal de dirección WNW-ESE dextrógira y las fallas NE-SW levógiras reactivadas del bloque sur. El movimiento de todas estas fallas es sincrónico; debido al quiebro en la dirección de la falla principal se produce un problema de espacio produciendo, en el bloque sur, compresión en el ángulo obtuso y extensión en el agudo reactivando las fallas NE-SW dextrógiras previas como levógiras (Fig. 6.29 E o 6.30 E) en un modelo Extensional-Y como el indicado en la figura 2.4 k). En el bloque N, debido a la curvatura de la falla WNW-ESE, las previas de dirección NE-SW pueden experimentar cierta extensión que podría ser responsable de los rellenos de calcita con morfología eudral detectado en esas fallas.

Por último, se podría atribuir la formación de las diaclasas (Fig. 6.29 F y Fig. 6.30 F) con orientación NW-SE a la exhumación que culmina en la estructura actual de la zona de estudio, la orientación NW-SE estaría ligada al estrés residual del último evento con σ_1 N-S a NNW-SSE.

En la evolución estructural propuesta falta por situar las *shear fractures* levógiras con orientación E-W. Estas estructuras no encajarían en ninguno de los campos de esfuerzo planteados para la zona de estudio, es por ello que a continuación se proponen varios escenarios posibles teniendo en cuenta que estas fracturas son posteriores al pliegue anticlinal NW-SE y por tanto a la extensión:

- Antes de la formación de fallas inversas y el sinclinal (Fig. 6.29 C) con un estado de esfuerzos con σ_1 E-NE, como un estadio de *strike-slip* previo a la compresión desde el NE posterior.
- Después del evento compresivo (Fig. 6.30 D) y sin modificar la orientación de los vectores de esfuerzo, si el valor de σ_3 aumentara, y por tanto σ_2 fuera ahora vertical se pasaría a un régimen de *strike-slip* donde se podrían formar fracturas levógiras con esa orientación.
- Se podrían formar con un campo de esfuerzos con σ_1 E-NE tras el estadio final de *strike-slip*, si bien no parece que tenga mucho sentido esa rotación en el estado de esfuerzos.

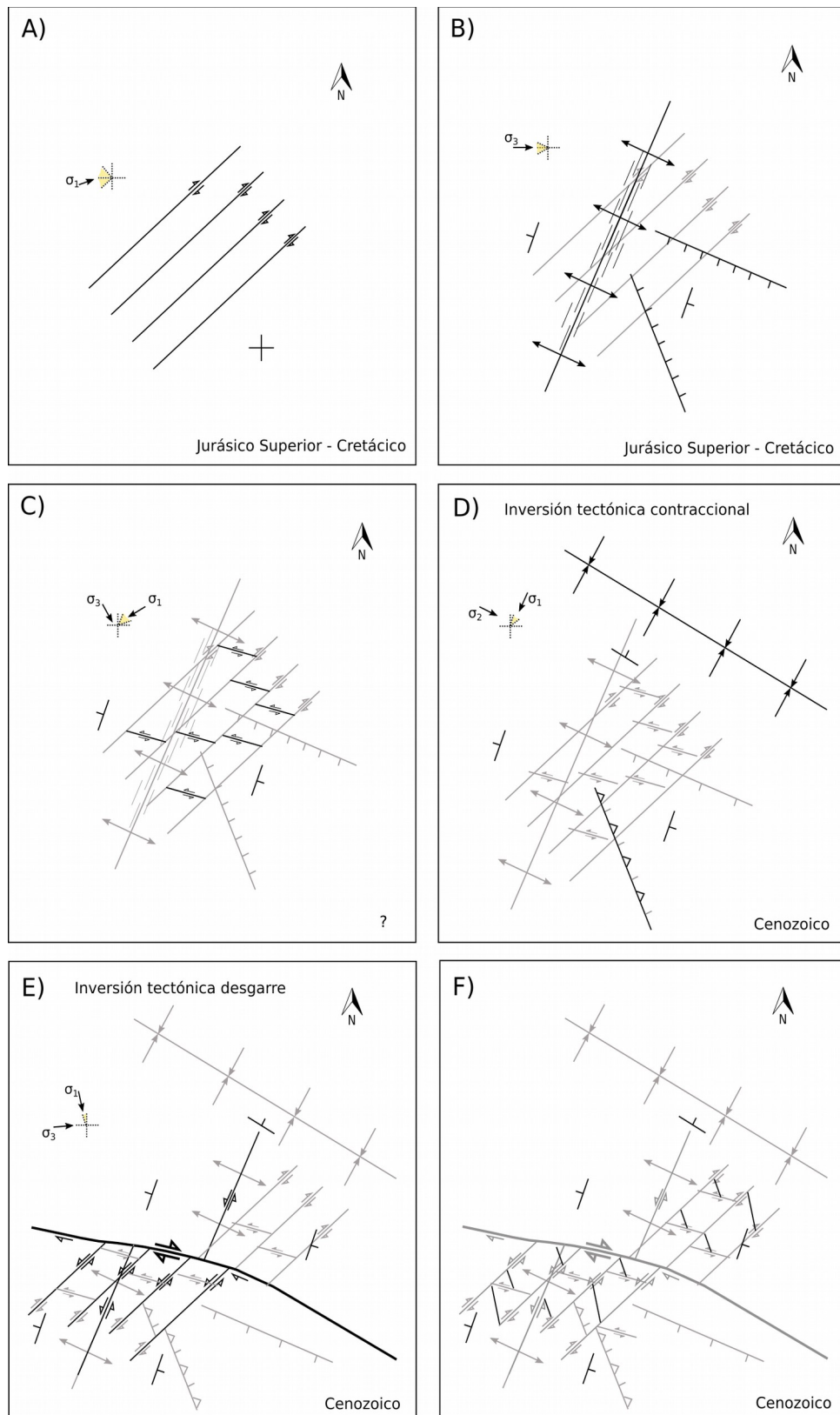


Figura 6.29 Esquema de la cronología de las estructuras y orientación aproximada de los ejes de esfuerzo principales (sin escala) con la formación de fracturas E-W entre la extensión y el evento contraccional. El rango de variación de los ejes se identifica en color amarillo. En negro las estructuras activas en cada momento y en gris activas en el pasado.

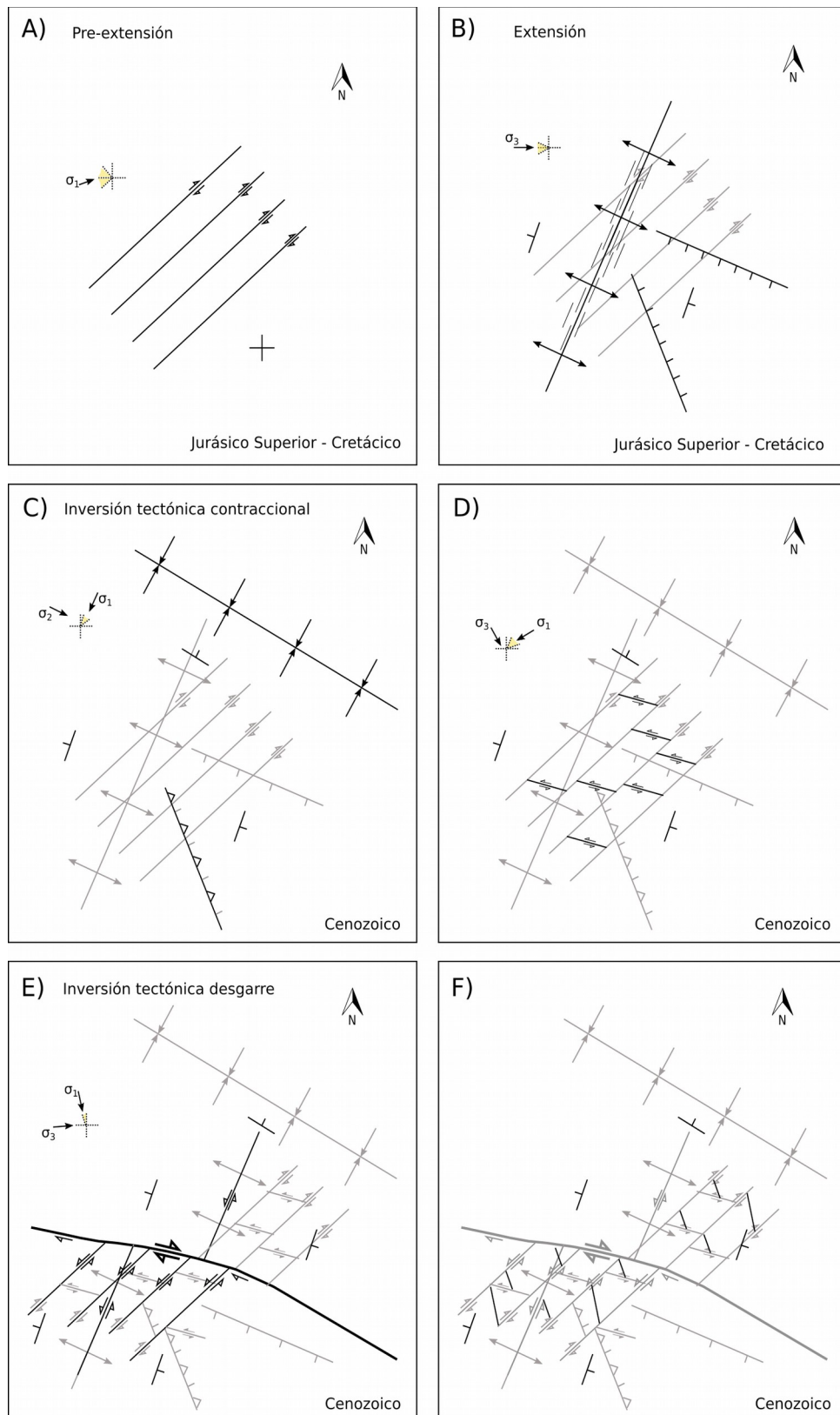


Figura 6.30 Esquema de la cronología de las estructuras y orientación aproximada de los ejes de esfuerzo principales (sin escala) con la formación de fracturas E-W después del evento contraccional. El rango de variación de los ejes se identifica en color amarillo. En negro las estructuras activas en cada momento y en gris activas en el pasado.

7. Implicaciones sobre hidrocarburos

La caracterización de la fracturación, tanto de las rocas madre como de las rocas reservorio, es de suma importancia en la industria de los hidrocarburos tanto por las consecuencias que supone en la migración de los fluidos (migraciones primaria y secundaria) como para la formación de trampas por fracturación o por constituir vías de escape de los fluidos en trampas ya formadas. Los fluidos dentro de la roca madre o expulsados de ella hacia el reservorio, en un anticlinal/domo formado en profundidad, tienden a ir hacia la cresta de estas estructuras desde todas las direcciones. Esto es porque los fluidos tiende a moverse desde las zonas con más presión, que en este caso son los sinclinales adyacentes que tienen más peso encima, hacia las zonas con menos presión que son las crestas anticlinales.

En este caso, se ha analizado la fracturación en una roca madre de hidrocarburos y el estudio se ha realizado en un anticlinal bien expuesto. El análisis realizado se centra fundamentalmente en la comprensión de la geometría, cinemática y relaciones temporales entre los diferentes tipos/sistemas de fracturas, si bien hay incógnitas respecto algunas de estas relaciones temporales. Además, quedan aspectos importantes por resolver, por ejemplo los referidos al origen de algunas de estas estructuras (o sistemas de fracturas) que son claves para ahondar en el conocimiento del sistema de petróleo asociado a las rocas de la Cuenca Asturiana. Algunas fracturas y sistemas de fracturas se han relacionado con fuerzas tectónicas e incluso se han propuesto orientaciones de los esfuerzos principales, pero este origen no está claro en otros casos. Por ejemplo, se propone la exhumación como posible causa de las diaclasas NW-SE, pero también existe la posibilidad de que en algún momento se hubiera producido disolución (o migración) de rocas evaporíticas más antiguas y esto probablemente desarrollaría fracturas en las rocas objeto de interés situadas por encima. El posible encaje de alguna de las fracturas/sistemas de fracturas observadas con procesos no tectónicos como los mencionados, así como la cronología de éstos, es algo por hacer.

En el ejemplo analizado existe una intensa fracturación en todas las zonas del anticlinal, si bien la zona de charnela está un poco más fracturada debido fundamentalmente al sistema de fracturas que se interpretan como relacionadas con el anticlinal y a la estructura de tipo *pop-up* que se desarrolla en relación con la falla principal de dirección WNW-ESE, justo en la zona de charnela del pliegue. La fracturación que se observa consiste, en general, en sistemas de fracturas complejos en el sentido de que hay una historia compleja tanto por los desplazamientos como por las reactivaciones. En principio las fracturas extensionales ocasionarían fracturas abiertas (a expensas de ser posteriormente selladas por cementos o fluidos mineralizantes, por ejemplo).

Los análisis de conectividad realizados en diferentes partes de la estructura indican que ésta es alta. Una alta densidad de fracturación y una alta conectividad pueden producir porosidad y permeabilidad adicional a la propia intergranular mejorando no solo el flujo de

los hidrocarburos, sino también la acumulación de los mismos (reservorios debidos a fracturación) y la productividad de un posible reservorio o de la propia roca madre en este caso. La parte negativa, es que también puede dar lugar a pérdida de hidrocarburos a través de las propias fracturas.

La serie marina de la playa de Peñarrubia tiene abundante materia orgánica concentrada en los niveles margosos en forma de kerógeno de tipo II (Suárez Ruiz & González Prado, 1990). Sin embargo, las condiciones de presión, temperatura y tiempo determinadas en el ejemplo estudiado parecen indicar la no existencia de hidrocarburos. En esta zona la materia orgánica está en estadio inmaduro, si bien más al E si se alcanzaron las condiciones para formar hidrocarburos (Suárez Ruiz & González Prado, 1995). La mayoría de las fracturas que se desarrollan en el anticlinal se encuentran hoy en día rellenas de calcita (las de los sistemas NE-SW, NNE-SSW y E-W). Aún en el caso de que se hubieran dado las condiciones de presión y temperatura para la generación de los hidrocarburos, el orden temporal entre la migración de los mismos y la fracturación de las rocas debe ser el propicio. Es decir, la migración se favorece si al menos alguno de los sistemas de fracturas es previo, existe conectividad y las fracturas son abiertas. Queda aún por hacer un estudio de cuando se produce el sellado de las fracturas, que probablemente tuvo lugar en diferentes momentos. Por ejemplo, parece que el sistema de fracturas más antiguo, de rumbo NE-SW, se va sellando a medida que estas estructuras se mueven ya que los rombos de calcita van creciendo a expensas del hueco que se va formando, si bien algunas de estas fallas parecen abrirse posteriormente como evidencian las geodas que muestran algunas de estas estructuras en la porción NE de la zona estudiada.

En cualquier caso, los afloramientos estudiados de la playa de Peñarrubia podrían servir como análogos de estructuras similares localizadas en el subsuelo susceptibles de generar acumulaciones de hidrocarburos. Las facies sedimentarias y la evolución geológica son similares a las de regiones más al E donde sí se dan las condiciones de formación de hidrocarburos. No obstante, la zona donde se ha realizado el análisis de la fracturación es muy reducida y se deberían ampliar estudios para poder extrapolar los resultados a otros sectores de la Cuenca Jurásica Asturiana.

8. Conclusiones

- La estructura principal que conforma la zona estudiada en la playa de Peñarrubia (Cuenca Asturiana) corresponde a un anticlinal de dirección NE-SW desarrollado en alternancias de calizas y margas, con abundante materia orgánica concentrada en los niveles margosos, del Mb. Santa Mera (Fm. Rodiles) de edad Jurásico inferior a Medio.
- Este anticlinal NE-SW conecta cartográficamente, hacia el NE de la playa de Peñarrubia con una falla normal de rumbo NE-SW y buzamiento al SE que presenta un pliegue de *rollover* suave desarrollado en el bloque superior. El anticlinal está plegado por un gran sinclinal de dirección NW-SE dando lugar a un modelo de interferencia de pliegues en domos y cubetas y está cortado por una falla dextrógira de rumbo WNW-ESE
- Se han reconocido cuatro familias de fracturas de menor escala: NE-SW dextrógiras, NNW-SSE, E-W levógiras y NW-SE. Las NE-SW presentan rellenos de calcita y se desarrollaron antes del anticlinal. Las NNW-SSE son venas desarrolladas en la zona de charnela durante la formación del anticlinal. Las E-W también tienen rellenos de calcita y se desarrollaron posteriormente al pliegue. Por último, las NE-SW no suelen estar rellenas, son curvas, chocan con las otras familias y son las últimas en formarse.
- Existe una relación lineal entre el espaciado de las familias de fracturas de orientación NE-SW y E-W y el espesor de las capas de calizas en las que están desarrolladas, de forma que el espaciado aumenta a medida que aumenta el espesor.
- La estratigrafía mecánica influye notablemente en el desarrollo de las fracturas, de manera que muchas de ellas están confinadas al estrato y la familia E-W no se desarrolla en las margas.
- La conectividad de la fracturación es alta en los estratos de caliza con abundancia de nodos conectados de tipo Y y X. No obstante, convendría realizar un estudio en 3D y tener en cuenta la conectividad vertical de las fracturas.
- Las fracturas cambian de buzamiento al pasar de las calizas a las margas. Los ángulos entre las fracturas y la estratificación son mayores en las calizas que en las margas.
- Las fracturas de rumbo NE-SW con espaciado regular y gran longitud y persistencia son las estructuras más antiguas y tienen un papel importante en la evolución estructural de la zona de estudio, actuando como barrera para la propagación de otras familias o reactivándose.
- Las fallas normales tienen rumbos NNW-SSE y WNW-ESE y buzamientos entre 40°-50° y algunas fueron reactivadas como fallas inversas o de desgarre posteriormente. Su

formación está relacionada con el pliegue anticlinal NE-SW y el *rollover* del NE de la playa, durante un evento extensional.

- Las fallas inversas tienen rumbo NNW-SSE y buzamientos de 40° y algunas de ellas corresponden a la reactivación de fallas normales previas. Estas fallas son simultáneas al sinclinal NW-SE, en cuya amplificación intervino el mecanismo de *flexural-slip*, desarrollándose en su flanco S durante un evento contraccional en el que el eje principal de esfuerzo σ_1 tenía una orientación NE-SW.
- Las fallas de desgarre son las más abundantes, sobre todo las de rumbo NE-SW, y tienen buzamientos subverticales. La falla principal tiene un rumbo WNW-ESE y movimiento dextrógiro, desplaza todas las estructuras cartografiadas y su movimiento se relaciona con la reactivación de fracturas NE-SW dextrógiras como levógiras en el bloque S de la falla. Su formación tendría lugar durante un evento de *strike-slip* posterior al evento contraccional durante el cual el eje principal de esfuerzo σ_1 tendría una orientación NNW-SSE.
- Dado que la zona estudiada es de pequeñas dimensiones, es posible que los campos de esfuerzos propuestos puedan ser de ámbito local; a fin de completar este trabajo convendría realizar estudios parecidos en otras zonas de la misma playa e incluso en ubicaciones más alejadas. Por otro lado se propone comprobar si las fracturas NE-SW están presentes en otras ubicaciones y si tienen los mismos tipos de relleno y movimiento e investigar la relación estructural entre las fracturas E-W y las fallas inversas para poder establecer su edad relativa.

9. Referencias bibliográficas

- Aguilera, R., (1995). Naturally Fractured Reservoirs, second ed. PennWell Publishing Company, Tulsa, Oklahoma.
- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C., and Fisher, D., 2012, Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors: Cambridge, England, Cambridge University Press, 289 pp.
- Alonso, J. L., Gallastegui, J., García-Ramos, J. C., & Poblet, J. (2009). Estructuras mesozoicas y cenozoicas relacionadas con la apertura y cierre parcial del Golfo de Vizcaya (Zona Cantábrica–Asturias). *Guía de campo del “6º Simposio sobre el Margen Ibérico”*.
- Balberg, I., Anderson, C. H., Alexander, S., & Wagner, N. (1984). Excluded volume and its relation to the onset of percolation. *Physical review B*, 30(7), 3933.
- Belayneh, M., & Cosgrove, J. W. (2010). Hybrid veins from the southern margin of the Bristol Channel Basin, UK. *Journal of Structural Geology*, 32(2), 192-201.
- Bergbauer, S., & Pollard, D. D. (2004). A new conceptual fold-fracture model including prefolding joints, based on the Emigrant Gap anticline, Wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, 116(3-4), 294-307.
- Bogdanov, A. A. (1947). The intensity of cleavage as related to the thickness of beds. *Soviet Geology*, 16.
- Casini, G., Gillespie, P. A., Vergés, J., Romaine, I., Fernández, N., Casciello, E., Saura, E., Mehl, C., Homke, S., Embry, J.-C., Aghajari, L. & Hunt, D.W. (2011). Sub-seismic fractures in foreland fold and thrust belts: insight from the Lurestan Province, Zagros Mountains, Iran. *Petroleum Geoscience*, 17(3), 263-282.
- Engelder, T. (1987). Joints and shear fractures in rock. *Fracture mechanics of rock*. Alkinson B. K. (Ed.) Academy Press. London, 27-69.
- Fleuty, M. J. (1964). The description of folds. *Proceedings of the Geologists' Association*, 75(4), 461-492.
- Florez-Niño, J.-M.; Aydin, A.; Mavko, G.; Antonellini, M. & Ayaviri, A. (2005): Fault and fracture systems in a fold and thrust belt: An example from Bolivia. *AAPG Bull.*, 89(4): 471-493.
- Fossen, H. (2016). *Structural geology*. Cambridge University Press.
- García-Ramos, J. C., & Gutiérrez Claverol, M. (1995). La cobertera mesozoico-terciaria. Aramburu, C., Bastida, F. (Ed.), *Geología de Asturias*. Ediciones Trea, Gijón, pp. 81-94.
- Grohmann, C. H., Campanha, G. A., & Soares Junior, A. V. (2011). OpenStereo: um programa Livre e multiplataforma para análise de dados estruturais. *XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*.

- Gross, M. R., Fischer, M. P., Engelder, T., & Greenfield, R. J. (1995). Factors controlling joint spacing in interbedded sedimentary rocks: integrating numerical models with field observations from the Monterey Formation, USA. *Geological Society, London, Special Publications*, 92(1), 215-233.
- Gross, M. R., & Eyal, Y. (2007). Throughgoing fractures in layered carbonate rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 119(11-12), 1387-1404.
- Hancock, P. L. (1985). Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of structural geology*, 7(3-4), 437-457.
- Hanks, C.L.; Parris, T.M. & Wallace, W.K. (2006): Fracture paragenesis and microthermometry in Lisburne Group detachment folds: implications for the thermal evolution of the northeastern Brooks Range, Alaska. *AAPG Bull*, 90(1): 1-20.
- Julivert, M., & Truyols, J. (1973). Mapa Geológico de España Escala 1: 50.000, Hoja N° 14 (Gijón). *Instituto Geológico y Minero de España, Madrid*, 48 pp.
- Ladeira, F. L., & Price, N. J. (1981). Relationship between fracture spacing and bed thickness. *Journal of Structural Geology*, 3(2), 179-183.
- Larsen, B., Gudmundsson, A., Grunnaleite, I., Sælen, G., Talbot, M. R., & Buckley, S. J. (2010). Effects of sedimentary interfaces on fracture pattern, linkage, and cluster formation in peritidal carbonate rocks. *Marine and Petroleum Geology*, 27(7), 1531-1550.
- Lepvrier, C., & Martínez-García, E. (1990). Fault development and stress evolution of the post-Hercynian Asturian Basin (Asturias and Cantabria, northwestern Spain). *Tectonophysics*, 184(3-4), 345-356.
- Lotze, F. (1945). Zur gliederung der varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6, 78-92.
- Narr, W., & Suppe, J. (1991). Joint spacing in sedimentary rocks. *Journal of Structural Geology*, 13(9), 1037-1048.
- Odriozola Zubillaga, M. J. (2016). Extensión y compresión en los materiales jurásicos de la playa de Peñarrubia, Gijón. *Trabajo de fin de máster*. Universidad de Oviedo. 31 p.
- Odling, N. E., Gillespie, P., Bourguin, B., Castaing, C., Chiles, J. P., Christensen, N. P., Fillion, E., Genter, A., Olsen, L., Thrane, R., Trice, R., Aerseth, E., Walsh, J.J., & Watterson, J. (1999). Variations in fracture system geometry and their implications for fluid flow in fractured hydrocarbon reservoirs. *Petroleum Geoscience*, 5(4), 373-384.
- Peacock, D. C. P. (2001). The temporal relationship between joints and faults. *Journal of Structural Geology*, 23(2), 329-341.
- Peacock, D. C. P., Nixon, C. W., Rotevatn, A., Sanderson, D. J., & Zuluaga, L. F. (2016). Glossary of fault and other fracture networks. *Journal of Structural Geology*, 92, 12-29.

- Peacock, D. C. P., Nixon, C. W., Rotevatn, A., Sanderson, D. J., & Zuluaga, L. F. (2017). Interacting faults. *Journal of Structural Geology*, 97, 1-22.
- Pollard, D. D., & Aydin, A. (1988). Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin*, 100(8), 1181-1204.
- Price, N.J. (1966). Fault and Joint Development in Brittle and Semi-brittle Rock, vol. 1. Pergamon Press Oxford.
- Price, N. J., & Cosgrove, J. W. (1990). *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press.
- Pujalte, V., Robles, S., García-Ramos, J. C., & Hernández, J. M. (2004). El Malm-Barremiense no marinos de la Cordillera Cantábrica. En Vera, JA (Ed.), *SGE-IGME, Madrid*, 288-291.
- Pulgar, J.A., Alonso, J.L., Espina, R.G., Marín, J.A., 1999. La deformacion alpina en el basamento varisco de la Zona Cantabrica. *Trabajos de Geología*. 21, 283-294.
- Ramírez del Pozo, J. (1969). Bioestratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de la costa asturiana (Zona de Oviedo-Gijón-Villaviciosa). *Boletín Geológico y Minero*, 80(4), 19-44.
- Ramsay, J.G., 1967. Folding and Fracturing of Rocks. McGraw-Hill Book Comp., New York, pp. 568.
- Ramsey, J. M., & Chester, F. M. (2004). Hybrid fracture and the transition from extension fracture to shear fracture. *Nature*, 428(6978), 63-66.
- Sanderson, D. J., & Nixon, C. W. (2015). The use of topology in fracture network characterization. *Journal of Structural Geology*, 72, 55-66.
- Segall, P., & Pollard, D. D. (1983). Nucleation and growth of strike slip faults in granite. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B1), 555-568.
- Stearns, D.W., 1968. Certain aspects of fractures in naturally deformed rocks. Rock Mechanics Seminar. R.E. Riecker, Bedford, Terrestrial Sciences Laboratory, pp. 97–118.
- Suárez Rodríguez, A. (1988). Estructura del área de Villaviciosa-Libardón (Asturias, Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, 17, 87-98.
- Suárez Ruiz, I., & González Prado, J. (1990). Estudio y clasificación de la materia orgánica dispersa (MOD) en el Lías de la Playa de Peñarrubia (Asturias). *Estudios geológicos*, 46(1-2), 81-92.
- Suárez Vega, L. C. (1974). Estratigrafía del jurásico en Asturias. *Cuadernos de Geología Ibérica* 74 (3), 1-369 .
- Tavani, S., Storti, F., Fernández, O., Muñoz, J. A., & Salvini, F. (2006). 3-D deformation pattern analysis and evolution of the Anisclo anticline, southern Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 28(4), 695-712.
- Uzcheda, H., Bulnes, M., Poblet, J., García-Ramos, J. C., & Piñuela, L. (2013).

Buttressing and reverse reactivation of a normal fault in the Jurassic rocks of the Asturian Basin, NW Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 599, 117-134.

- Uzkeda, H., Bulnes, M., Poblet, J., García-Ramos, J. C., & Piñuela, L. (2016). Jurassic extension and Cenozoic inversion tectonics in the Asturian Basin, NW Iberian Peninsula: 3D structural model and kinematic evolution. *Journal of Structural Geology*, 90, 157-176.
- Valenzuela, M., García-Ramos, J. C., & Suárez de Centi, C. (1986). The Jurassic sedimentation in Asturias (N Spain). *Trabajos de Geología*, 16(16), 121-133.
- Wilkins, S. J., Gross, M. R., Wacker, M., Eyal, Y., & Engelder, T. (2001). Faulted joints: kinematics, displacement–length scaling relations and criteria for their identification. *Journal of Structural Geology*, 23(2), 315-327.

Anexos

Anexo 1. Tablas de las scan-lines

SC1 (NE-SW) Estrato 35 cm de espesor								
Posición (cm)	Orientación	Tipo relleno	Apertura (cm)	Longitud (m)	Stratabound	Pull-aparts	Tamaño (cm)	Sentido
0	151/81	calcita	0,2	0,5	si	no	-	dextra
20	142/76	calcita	0,5	>5m	no	si	8	dextra
95		calcita	0,3	4,6	si	-	-	-
158	140/77	calcita	0,5	>3	no	si	4	dextra
196		calcita	0,2	2	si	si	2	dextra
255	137/76	calcita	0,5-2	>3	no	si	5	dextra
320	144/77	calcita	0,1	>3	no	si	3	dextra
352	140/71	calcita	0,2	>3	si	-	-	-
405	140/74	calcita	0,2-0,5	>3	no	si	3	dextra
472	145/75	calcita	1	1	no	si	5	dextra
520		calcita	0,2		si	no	-	-

Anexo 1.1. Tabla de la scan-line SC1 para la familia de fracturas NE-SW. Situación en Fig. 4.1.

SC2 (E-W) Estrato 35 cm de espesor			
Posición (cm)	Orientación	Tipo relleno	Stratabound
0	190/87	calcita	si
39	200/85	calcita	si
124		calcita	si
202	195/87	calcita	si
238		calcita	si
274		calcita	si
313	190/90	calcita	si
366	192/81	calcita	si
440		calcita	si
475	197/90	calcita	si

Anexo 1.2. Tabla de la scan-line SC2 para la familia de fracturas E-W. Situación en Fig. 4.1. La apertura oscila entre 0,1-0,5 cm, longitud es de hasta 2 m y tienen rellenos de calcita con pull-aparts levógiros de 1-2 cm.

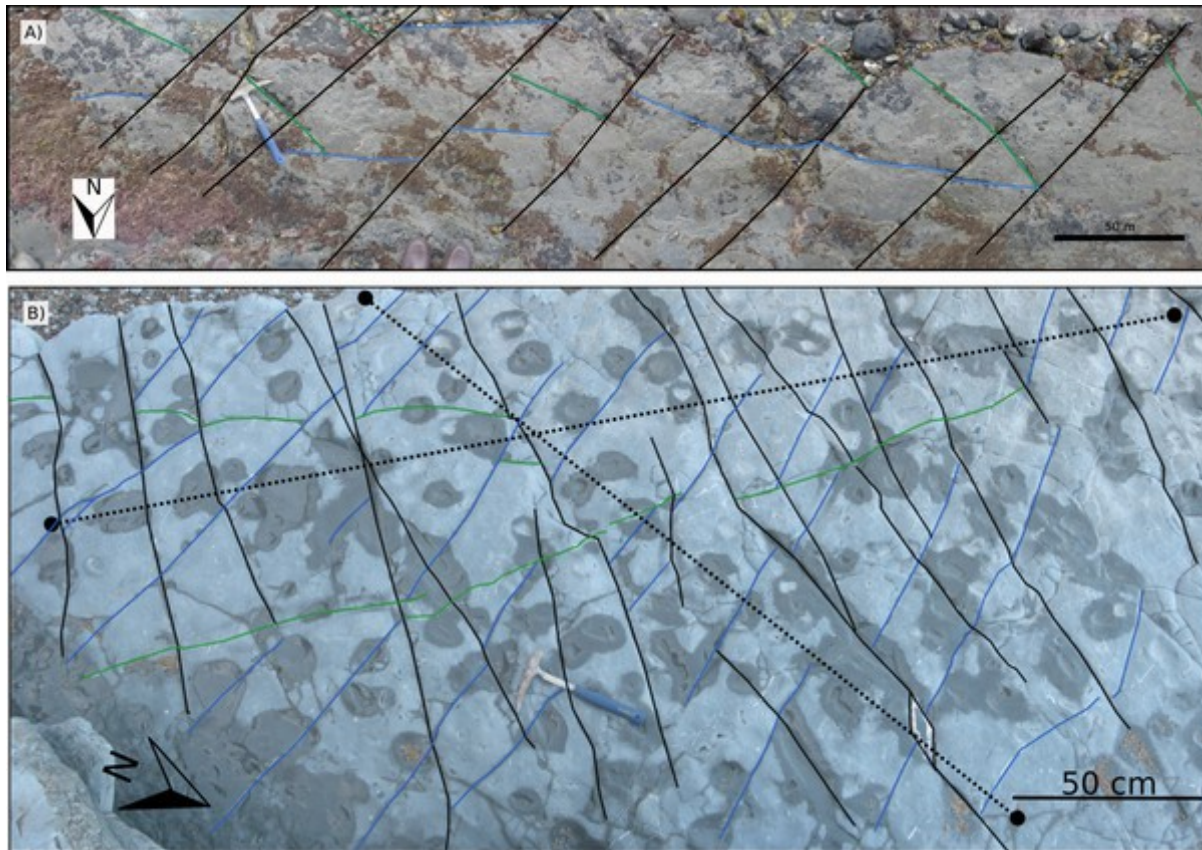
SC3 (NE-SW) Estrato 28 cm de espesor								
Posición (cm)	Orientación	Tipo relleno	Apertura (cm)	Longitud (m)	Stratabound	Pull-aparts	Tamaño (cm)	Sentido
0	320/71	calcita	0,2	> 3	SI	SI	1,5	dextrógiro
59	318/67	calcita	1,5	> 3	NO	SI	3	dextrógiro
99	N50E	calcita	0,2	1,04	SI	NO	-	-
135	N50E	calcita	0,2	2	SI	SI	1	dextrógiro
155	310/82 6NE	calcita	0,3	> 3	NO	SI	3	dextrógiro
174	322/76	calcita	0,3	>3	SI	SI	2	dextrógiro
234	315/56	calcita	0,2	>3	SI	NO	-	-
296	325/83	calcita	0,2	>3	NO	SI	1	dextrógiro

Anexo 1.3. Tabla de la scan-line SC3 para la familia de fracturas NE-SW. Situación en Fig. 4.1.

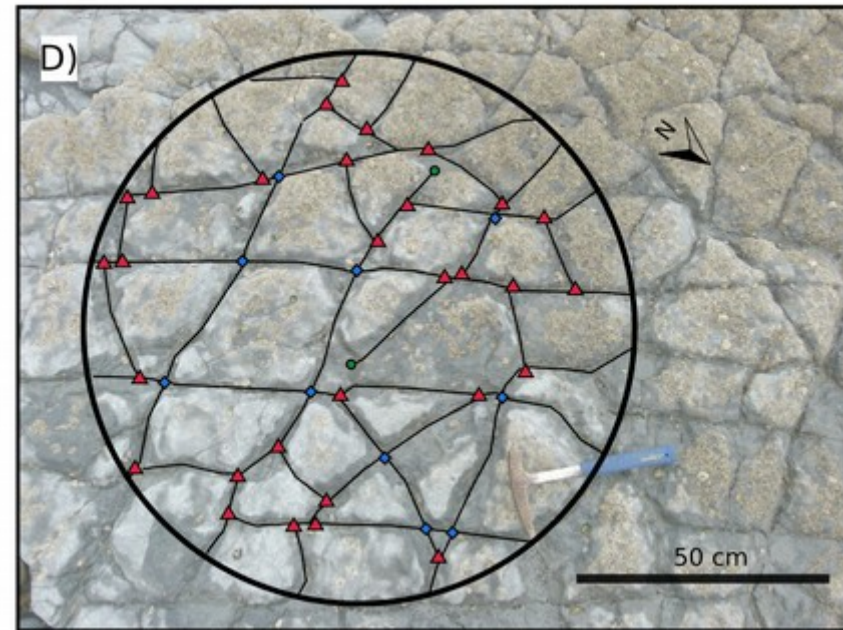
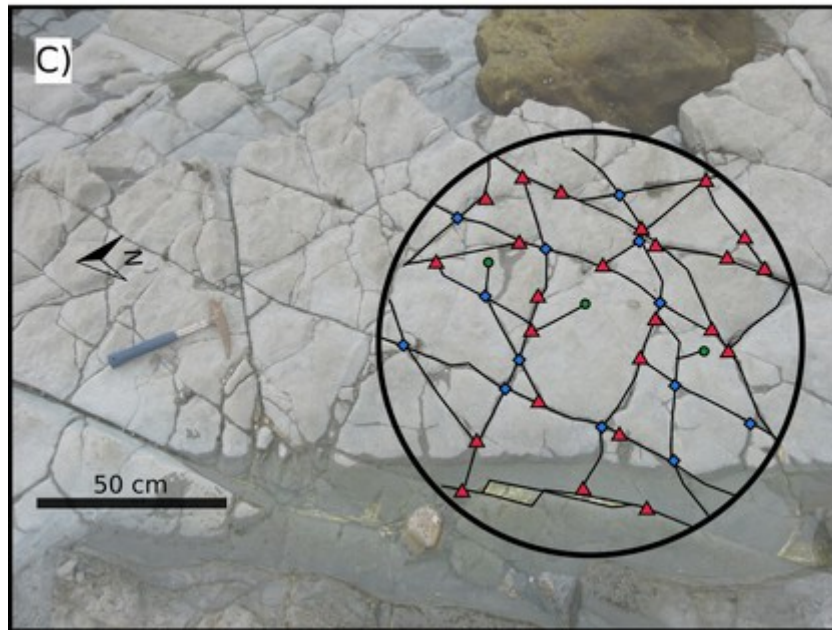
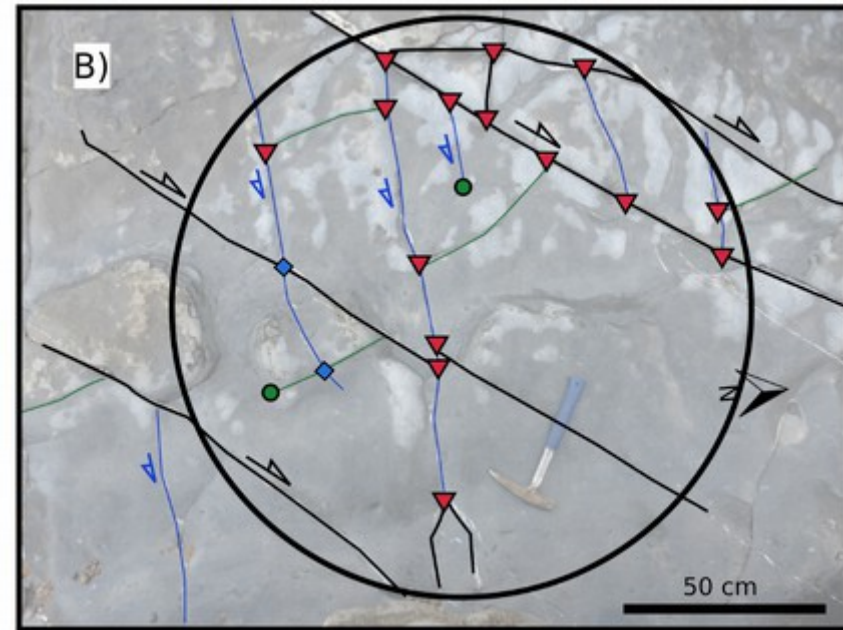
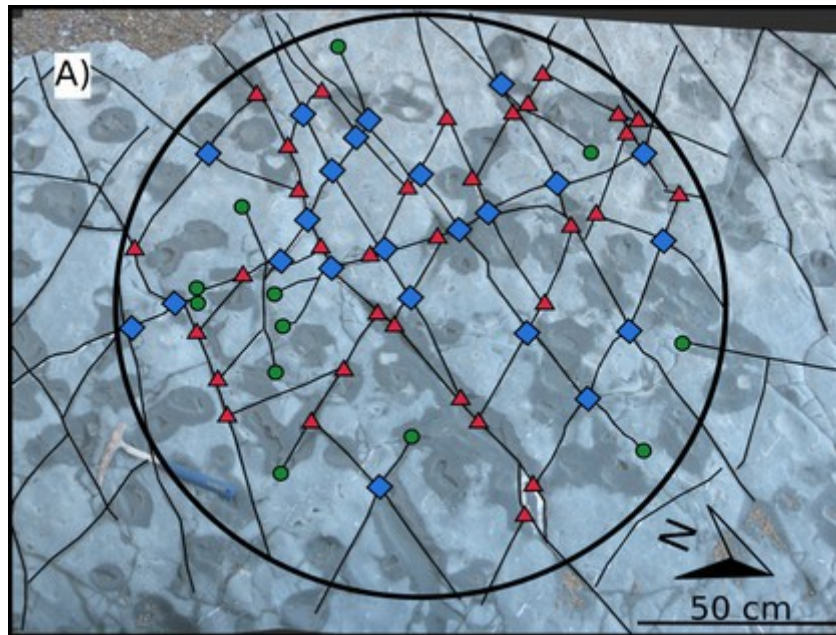
SC4 (E-W) Estrato 28 cm de espesor								
Posición (cm)	Orientación	Tipo relleno	Apertura (cm)	Longitud (m)	Stratabound	Pull-aparts	Tamaño (cm)	Sentido
0	195/90	calcita		0,9	SI	SI	1	levógiro
91	200/90	calcita	0,5	1,5	SI	SI	2	levógiro
133	205/90	calcita	0,3	0,86	SI	SI	1,5	levógiro
181	195/90	calcita	0,2	0,75	SI	SI	0,5	levógiro
235	220/70	calcita	0,3	2	SI	SI	1	levógiro
305	195/90	calcita	0,3	1,4	SI	SI	1	levógiro

Anexo 1.4. Tabla de la scan-line SC4 para la familia de fracturas E-W. Situación en Fig. 4.1.

Anexo 2. Fotografías usadas para cálculos de espaciado y número de nodos



Anexo 2.1 Fotografías utilizadas para el cálculo del espaciado. A) Fotografía F1 de la figura 4.1. Se ha utilizado solo para el sistema de fracturas NE-SW. B) Fotografía F3 de la figura 4.1. Se ha utilizado para los sistemas de fracturas NE-SW y E-W.



Anexo 2.2 Fotografías de afloramientos donde se ha realizado el recuento de nodos para estudiar la topología de las redes de fractura. Los nodos se identifican como indica la Fig. 2.5. A) Fotografía F3 en la figura 4.1 B) Fotografía F6 en la figura 4.1 C) Fotografía F5 en la figura 4.1 D) Fotografía F2 en la figura 4.1